PETRE COTEȚ

GEOMORFOLOGIE
cu elemente de GEOLOGIE

EDITURA DIDACTICĂ ȘI PEDAGOGICĂ, BUCUREȘTI – 1971

MINISTERUL INVAȚAMINTULUI

Prof. dr. doc. PETRE COTEȚ
Laureat al Premiului de Stat

GEOMORFOLOGIE cu elemente de GEOLOGIE

315982
B.C.U. IASI

EDITURA DIDACTICĂ ȘI PEDAGOGICĂ, BUCUREȘTI – 1971

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. 21879
Bibliotec[illegible] Geografie
T. IV .7198

Redactor: Prof. JANA IONAȘCU
Tehnoredactor: ILINCA PROSAN
Coperta: NICOLAIE SÎRBU

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Necesitățile crescînde ale învățămîntului nostru superior și interesul deosebit pe care l-a trezit acest manual de „geomorfologie cu elemente de geologie" au dus la scoaterea ediției a doua, se înțelege, îmbunătățită în spiritul programei analitice a facultăților de istorie-geografie de la institutele pedagogice din țara noastră.

Modificări structurale n-a suferit, urmîndu-se aceeași linie expusă în ediția întîia, numai cu unele completări asupra problemelor tratate inițial mai sumar și socotite ca absolut necesare unei înțelegeri mai largi a reliefului terestru.

Strădania noastră încă de la început a fost aceea de a pune la îndemîna tineretului studențesc un manual unitar, rezultat al unui sistem propriu de gîndire în domeniul geomorfologiei, care să cuprindă ansamblul reliefului terestru, privit prin prisma rezultatelor noi, la care a ajuns această știință în zilele noastre și a interpretării unor date complexe (geofizice, geologice și geografice).

Înțelegînd geomorfologia ca știință de ansamblu a reliefului terestru, ne-am propus în primul rînd tratarea genetică a acestuia la scară mondială, ca rezultat al întregii dinamici terestre, interne și externe.

Acest fapt a impus pătrunderea și în alte domenii de care era nevoie — geofizica și geologia — ale căror date au fost folosite numai atît cît era absolut necesar înțelegerii problemelor de geomorfologie și pregătirii cît mai temeinice a studenților de la institutele pedagogice, lipsiți de asemenea noțiuni speciale.

BCU IAȘI CENTRUL VECHI LIBRARY

În felul acesta a fost conceput acest manual original, *cu probleme foarte largi,* de geomorfologie planetară, structurală și climatică, *tratate însă unitar și în strînsă corelație unele cu altele.*

Ele se înscriu astfel pe linia tradiției noastre științifice, trasată de marii noștri înaintași: S. Mehedinți, Al. Dimitrescu-Aldem, G. Vâlsan, C. Brătescu, M. David, N. Orghidan, V. Mihăilescu *și alții care în parte ne-au călăuzit pașii tinereții.*

Tuturor celor care ne-au dat sugestii și ne-au indicat unele nepotriviri sau scăpări la prima ediție, le aducem vii mulțumiri pe această cale.

AUTORUL

București, 1971

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

CUPRINS

Cuvînt înainte 3

PARTEA INTIIA

INTRODUCERE

Cap. I. *Geomorfologia ca ştiinţă* . . . 12
A. Consideraţii generale 12
I. Definiţie şi obiect 12
II. Subdiviziuni 14
B. Baza teoretică a geomorfologiei şi dezvoltarea ei 16
C. Geomorfologia în România 26

Cap. II. *Pămîntul ca planetă. Privire generală* . . . 29
A. Poziţia Pămîntului în sistemul solar 29
B. Forma şi dimensiunile Pămîntului 30
C. Mişcările Pămîntului şi importanţa lor sub raport geomorfologic . . 31
D. Structura globului terestru 32
I. Structura externă (exostructura) 32
II. Structura internă (endostructura) 33
III. Subdiviziunile scoarţei terestre. Tipuri principale 35
E. Proprietăţile geofizice interne 37

Cap. III. *Vîrsta şi evoluţia Pămîntului* (Scara geocronologică) 47
I. Vîrsta relativă 47
II. Vîrsta absolută 59

Cap. IV. *Compoziţia litosferei (minerale şi roci)*
A. Date generale 60
B. Clasificarea rocilor. Caractere mineralogice şi geomorfologice . . . 61

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

I. Rocile eruptive 61
II. Rocile metamorfice 65
III. Rocile sedimentare 71
C. Raportul dintre relief și rocă. Privire de ansamblu 89

PARTEA A DOUA

GENEZA RELIEFULUI TERESTRU. MORFODINAMICA INTERNĂ (ENDOMORFODINAMICA)

Cap. V. *Noțiuni de geomorfologie planetară*
A. Considerații generale asupra noțiunii de relief și sensul ei 92
I. Împărțirea generală a formelor de relief 93
II. Formele de ordinul I. Depresiuni oceanice și blocuri continentale. 94
III. Geneza bazinelor oceanice și a continentelor 112

Cap. VI. *Probleme de geomorfologie structurală*
A. Considerații generale asupra genezei reliefului continental 120
B. Mișcările tectonice și clasificarea lor 120
I. Mișcările orizontale și structurile cutate 122
II. Mișcările verticale. Structurile tabulare și faliate 136
C. Procesele magmatice și structurile eruptive 143
I. Structurile intruzive 143
II. Structurile efuzive și vulcanismul actual 146
D. Mișcările seismice 154
I. Dinamica cutremurelor 155
II. Cauzele și clasificarea cutremurelor 157
III. Marile regiuni seismice ale globului 158
IV. Cutremurele din România 159
E. Concluzii. Marile unități geostructurale ale continentelor — *geosinclinale și platforme* 161

PARTEA A TREIA

GENEZA RELIEFULUI TERESTRU. MORFODINAMICA EXTERNĂ (EXOMORFODINAMICA)

Cap. VII. *Agenții și factorii genetici ai morfodinamicii externe* . . . 166
A. Considerații generale 166
I. Diferite clasificări ale proceselor externe 166
II. Factorii genetici ai morfodinamicii externe 167

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B. Legile zonalității și intrazonalității geografice și importanța lor . . 169
I. Legea zonalității geografice 169
II. Legea intrazonalității 171
C. Marile unități geografice ale globului specificul lor morfobioclimatic și hidrografic 171
I. Climatul cald și foarte cald 172
II. Climatul temperat 174
III. Climatul rece 177
D. Principalele linii și sisteme de modelare ale globului 178
I. Aportul lui Alex. Dimitrescu-Aldem 178
II. Sistemele de eroziune, după A. Cholley 179
III. Sistemele de modelare. Sensul și clasificarea lor 180
E. Complexitatea crescîndă a reliefului de modelare și legea discordanțelor morfoclimatice 181
F. Peneplenizarea reliefului — legea fundamentală a modelării reliefului și specificul ei în diferite zone morfoclimatice 181

Cap. VIII. *Sistemul modelării complementare* . . . 183
A. Alterarea ca ansamblu de procese pregătitoare a modelării majore 183
I. Alterarea fizică sau dezagregarea mecanică 184
II. Alterarea chimică sau descompunerea 186
III. Alterarea biochimică sau organică 188
IV. Scoarța de alterare și tipurile geochimice specifice 188
B. Gravitația, procesele de pantă și microrelieful generat de ele . . . 190
I. Porniturile uscate 190
II. Porniturile umede 191
III. Procesele și formele mixte 198

Cap. IX. *Sistemul de modelare a regiunilor umede* . . . 200
A. Considerații generale 200
B. Sistemul de modelare a regiunilor umede temperate și extinderea lui 201
C. Apele curgătoare și clasificarea lor 204
I. Torenții și relieful generat de ei 204
II. Riurile și relieful generat de ele 212
III. Văile fluviatile și elementele lor 215
IV. Interfluviile — cumpenile de apă 235
V. Morfologia versanților 236
D. Raportul rețelei hidrografice și structurile geologice 239
I. Structura orizontală 240
II. Structura monoclinală 241
III. Structura semicutată sau în domuri 243
IV. Structura cutată regulat 243
V. Pînzele de șariaj 245

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

VI. Structura diapiră 249
VII. Structura faliată 249
VIII. Structura vulcanică 251
IX. Structurile regionale omogene 252
X. Structurile regionale eterogene 252
E. Teoria netezirii regiunilor cu climat temperat umed 257
F. Zona intertropicală — de pădure ecuatorială și de savană 261
I. Considerații generale 261
II. Teoriile principale 262
Cap. X. *Raportul dintre relief și roca, cu privire specială asupra sistemului de modelare carstică* . . . 264
A. Rezistența morfologică a rocilor 264
B. Sistemul de modelare carstică (sistem intrazonal). Carstul și carstificarea 266
I. Clasificarea, tipurile de carst 268
II. Carstul pe roci calcaroase 269
III. Carstul pe alte roci solubile 278
IV. Modelarea carstică și fazele ei 282
C. Carstul calcaros la noi în țară 284
I. Carstul pe roci solubile 285
II. Carstul pe roci clastice 286
III. Clasificarea pe mari unități morfostructurale 286
IV. Importanța practică a carstului 287
Cap. XI. *Sistemul de modelare a regiunilor aride și semiaride* . . . 288
A. Regiunile aride și semiaride (uscate) și specificul lor 288
I. Deșerturile. Scurtă caracterizare 288
II. Clasificarea deșerturilor 291
B. Sistemul de modelare — procesele și relieful specific 293
I. Dezagregarea rocilor 293
II. Acțiunea apei — sheet-flood-ul și uedurile 294
III. Vîntul, factor major al sistemului de modelare deșertică . . . 295
IV. Diferențieri pedo-morfologice în deșerturi 299
V. Relieful major și clasificarea lui 299
C. Teoria netezirii regiunilor aride și semi-aride. Pediplenizarea . . . 308
Cap. XII. *Sistemele de modelare din regiunile cu climă rece și relieful specific lor*
A. Condiții generale 310
B. Sistemul de modelare periglaciară 311
I. Procesele modelării periglaciare 313
II. Microrelieful periglaciar de cîmpie 316
III. Microrelieful periglaciar montan 318
IV. Rolul sistemului de modelare periglaciară-crioplanația 321

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C. Sistemul de modelare glaciară 321
I. Gheţarii montani 323
II. Gheţarii de calotă sau inlandsis-urile 323
III. Rolul sistemului de modelare glaciară în netezirea generală a reliefului continental 342
D. Aisbergurile (gheţarii marini plutitori) 343

Cap. XIII. *Sistemul de modelare litorală şi relieful specific ţărmurilor* . . . 344
I. Factorii care condiţionează relieful litoral 345
II. Agenţii morfogenetici şi dinamica lor 347
III. Evoluţia ţărmurilor 359
A. Consideraţii generale 362
IV. Clasificarea ţărmurilor 362
B. Insulele 364
C. Ţărmul maritim al Dobrogei 367
I. Platforma litorală 369
II. Litoralul propriu-zis 369
D. Rolul proceselor litorale în netezirea reliefului terestru 371
E. Relieful litoral lacustru 372
F. Raportul corelativ dintre eroziunea continentală şi acumularea marină-oceanică 373

Cap. XIV. *Acţiunea biosferei. Microrelieful biogen şi antropic* . . . 375
A. Microrelieful biogen 375
B. Microrelieful antropic 376

PARTEA A PATRA

VÎRSTA, CLASIFICAREA ŞI IMPORTANŢA PRACTICĂ A RELIEFULUI.

Cap. XV. *Vîrsta reliefului* . . . 380
A. Relieful tectonic 381
B. Relieful eruptiv 381
C. Relieful de acumulare 381
D. Relieful de eroziune 381
E. Relieful derivat 382
F. Diferite alte reliefuri 382

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Cap. XVI. *Clasificarea și regionarea geomorfologică* 383

Cap. XVII. *Geomorfologia aplicată* 389

A. Ce oferă geomorfologia practicii 389
B. Domeniile de aplicare ale geomorfologiei 389
I. Domeniul geologic 390
II. Domeniul hidrogeologic 390
III. Domeniul agricol 390
IV. Domeniul pedologic și geobotanic 391
V. Domeniul hidrotehnic și hidroenergetic 391
VI. Domeniul construcțiilor urbanistice, rurale și industriale . . . 392
VII. Domeniul topografic, fotogrametric și cartografic 392
C. Geomorfologia aplicată în România 393
Concluzii generale 394

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

1
INTRODUCERE

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul I

GEOMORFOLOGIA CA ȘTIINȚĂ

A. CONSIDERAȚII GENERALE

I. Definiție și obiect

Geomorfologia este știința care se ocupă cu studiul reliefului scoarței terestre.

Dar ce reprezintă acest relief? Răspunsul este destul de simplu — *relieful terestru reprezintă totalitatea formelor pozitive și negative de la suprafața Pământului, indiferent dacă acestea se află sub aer sau sub apă.*

În completarea celor de mai sus se poate adăuga că formele reliefului terestru sînt foarte variate ca dimensiuni, aspect, geneză și vîrstă, așa cum se va vedea din parcurgerea acestui manual.

De aici rezultă și definiția mai largă a geomorfologiei *ca știință a fizionomiei, genezei și evoluția reliefului terestru.*

Geomorfologia este una din ramurile noi ale științei, care s-a închegat abia la sfîrșitul secolului trecut, pe baza generalizării lui W. Davis[1], fapt care a permis trecerea largă de la descrierea reliefului la explicarea și interpretarea lui genetică.

Ea își are începuturile în alte științe mai vechi, în geologie și geografie, în cadrul cărora s-a format și dezvoltat. Astăzi, geomorfologia constituie un sistem de cunoștințe verificate de practică, ce se bazează pe acumularea rezultatelor a numeroși oameni de știință în decursul timpurilor, care au îmbogățit treptat teoria generală a geomorfologiei.

Dezvoltarea geomorfologiei a fost diferită de la o perioadă la alta, iar astăzi ea se află în plină afirmare pe plan mondial, în strînsă legătură cu concepția materialist-dialectică despre lume, cu progresul tehnic și cu necesitățile practice ale epocii noastre. Evoluția succesivă prin faze calitativ deosebite (descriptivă, explicativă și aplicativă) reflectă progresul pe care l-a făcut geomorfologia în mai puțin de un secol. Acest progres a fost posibil numai pe baza *cunoașterii legilor de formare și de evoluție ale reliefului.*

[1] Davis, W. *The Geographical cycle.* Geogr. Journal. t. XIV, 1899.

BCU UNIVERSITY LIBRARY

Pentru depistarea acestor legi a fost necesară pătrunderea adîncă în esența proceselor și a fenomenelor legate de relief, în analiza schimbărilor o circulație aproape universală și aceasta începînd mai mult din ultimele decenii.

Denumirea de *geomorfologie,* dată științei reliefului terestru, are astăzi o circulație aproape universală și aceasta începînd mai mult din ultimele decenii.

Inițial, unii i-au spus *Les formes du terrain (Formele de teren)* (La Noë și De Margerie, 1888) — *Le relief du sol* (Relieful solului) (Emm. de Martonne, 1909), iar alții, cei mai numeroși de altfel, au denumit-o simplu *Morfologie* sau mai complet *Geomorfologie.*

În ordinea folosirii, cea mai veche este noțiunea de *morfologie,* care a apărut între anii 1850—1854, în lucrarea *Lehrbuch der Geognosie* (Tratat de geognozie) a lui Karl K. Naumann, în care se află un capitol intitulat *Morfologia suprafeței Pămîntului.*

Cel care a generalizat denumirea de morfologie a fost A. Penck în lucrarea *Die Morphologie der Erdoberfläche* (Morfologia suprafeței Pămîntului) (1894), primul tratat asupra reliefului, dar cu caracter mai mult descriptiv. Ea se întîlnește și la alți autori de tratate: Siegfried Passarge, în lucrările *Physiologische Morphologie* (Morfologie fiziologică) (1912), în lucrarea *Morphologie,* II, volumul I (1923), I. S. Sciukin, *Obsciaia morfologhia susa* (Morfologia generală a uscatului), volumele 1 și 2 (1933, 1938) etc.

Noțiunea de *geomorfologie* reprezintă denumirea cea mai completă și ea este cu atît mai justificată cu cît astăzi simpla noțiune de morfologie este folosită și de alte științe (există o morfologie a solului, o morfologie animală, o morfologie vegetală, o morfologie gramaticală etc.). Această noțiune a apărut paralel cu cea de morfologie, fiind folosită cu destulă rezervă la început de către A. Penck (1894), F. Richthofen (1900—1903), Al. Dimitrescu-Aldem (1911), A. Laskarev (1916) etc.

Ca titluri de tratat, ea se întîlnește într-o serie de lucrări:

— **Geomorphologie** (Geomorfologie) de F. Machatschek (1919);

— **Handbuch der Geomorphologie** (Tratat de geomorfologie) de Otto Maull (1938);

— **Geomorphology** (Geomorfologie) de A. Lobeck (1939);

— **Geomorphology** (Geomorfologie) de E. A. Hinds (1943);

— **Osnovî gheomorfologhii** (Bazele geomorfologiei) de I. S. Edelstein (1947);

— **Osnovî gheomorfologhii** (Bazele geomorfologiei) de V. G. Bondarciuk (1948);

— **Geomorphology** (Geomorfologia) de C. Cotton (1949);

— **Geomorfologie** de P. Coteț (1951)[1];

[1] Manualul ing. de mine, vol. I, cap. VII.

— **Précis de géomorphologie** (Tratat de geomorfologie) de Max Derruau (1958);

— *Allgemeine Geomorphologie* (Geomorfologie generală) de H. Louis (1960);

— **Geomorfologia ogólna** (Geomorfologie generală) de M. Klimaszewski (1961) etc.

Deosebirea de conţinut a celor două noţiuni a fost sesizată şi de J. Tricart (1965), care arată că termenul de morfologie nu mai corespunde, producînd confuzii.

Trecerea de la morfologie la geomorfologie nu s-a făcut întîmplător, ci ea corespunde, în general, cu trecerea de la faza descriptivă la cea explicativă şi cu lărgirea orizontului asupra scoarţei Pămîntului, de la continente la depresiunile oceanice.

În general, în legătură cu această problemă trebuie subliniat şi faptul că întemeietorul geomorfologiei, W. Davis, n-a folosit clar niciuna din denumirile de mai sus, lucrarea lui de bază fiind intitulată *Die erklärende Beschreibung der Landformen* (Descrierea explicativă a formelor de relief) (1911).

În România, G. Vâlsan, M. David şi C. Brătescu au folosit în cursurile lor (1930—1940) denumirea de *morfologia terestră*, iar S. Mehedinţi (1931), pe cea de *morfologia litosferei*.

Profesorul V. Mihăilescu a folosit în cursurile litografiate (1936—1946) ambele noţiuni, dar fără a face o deosebire de conţinut între ele. De curînd (1966), în lucrarea *Dealurile şi cîmpiile României*, adoptă denumirea de *geografia reliefului*, iar în lucrarea *Geografia teoretică* foloseşte în plus şi denumirea de *morfogeografie*[1].

P. Coteţ (1951), în cursul tipărit, foloseşte noţiunea de geomorfologie.

Din cele expuse rezultă că geomorfologia are un obiect propriu — *relieful scoarţei terestre* (subaerian şi suboceanic), iar închegarea ei ca ştiinţă corespunde cu sfîrşitul secolului al XIX-lea şi începutul secolului al XX-lea, o dată cu dezvoltarea capitalismului industrial, în care timp S.U.A. a jucat un rol important prin W. M. Davis; Germania prin A. Penck şi S. Passarge; Franţa prin Emm. de Martonne şi H. Baulig, iar Rusia prin V. V. Dokuceaev, A. P. Pavlov etc.

II. Subdiviziuni

Geomorfologia ca ştiinţă unitară a reliefului terestru cuprinde trei laturi principale ale acestuia, reprezentate grafic în figura *1*.

1) **Geomorfologia generală** priveşte relieful scoarţei terestre ca rezultat al interacţiunii dintre procesele interne (mişcările tectonice şi

[1] Noţiuni folosite şi de P. Coteţ (1957, 1960—1961).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

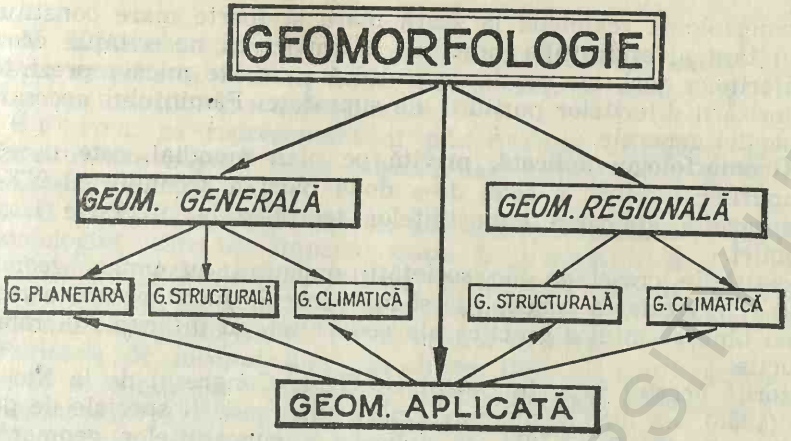


Fig. 1. Subdiviziunile geomorfologiei.

magmatismul) și procesele externe (rîuri, valuri, curenți, ghețari, zăpadă, îngheț, vînturi etc.), la scară planetară.

Partea care se ocupă cu studiul proceselor interne ca agenți morfogenetici este cunoscută sub denumirea de *geomorfologie structurală*, iar cea care se referă la procesele externe formează *geomorfologia sculpturală* sau *geomorfologia climatică*. Aceste două laturi nu se exclud între ele, ci se completează.

Procesele sau agenții interni contribuie la formarea trăsăturilor structurale majore ale reliefului terestru, ele reprezentînd baza geologică, pe care se grefează acțiunea complexă a agenților externi, modificînd-o continuu prin eroziune și acumulare.

Numărul tratatelor de geomorfologie generală este destul de mare astăzi, așa cum s-a văzut din cele expuse mai înainte. Există tratate chiar pentru cele două ramuri principale — *structurală*, cum este lucrarea lui P. Birot *Morphologie structurale* (Morfologie structurală), vol. I, II (1958), și sculpturală, climatică, ca, de exemplu, J. Tricart, *Géomorphologie climatique — Cours de géomorphologie* (Geomorfologie climatică — Curs de geomorfologie, II-ème partie, 1953).

2) **Geomorfologia regională** are ca scop cunoașterea diferitelor porțiuni ale suprafeței Pămîntului, care se face de obicei pe țări (relieful României, Franței, Uniunii Sovietice, Statelor Unite etc.), pe *unități de relief* (relief de munți, de cîmpii etc.) sau pe complexe morfoclimatice (relieful glaciar din cîmpia Europei de mijloc, relieful de dune etc.).

Scopul studiilor regionale este în primul rînd legat de cunoașterea cît mai amănunțită a reliefului diferitelor porțiuni ale globului, în vederea unei sinteze la nivel general, planetar. Ca exemplu de geomorfologie regională citām *Das Relief der Erde* (Relieful Pămîntului) de Fr. Machatschek (1955), care se bazează în primul rînd pe elementele structurale, tectonice.

Geomorfologia regională la scară mare și foarte mare constituie domeniul larg al aplicațiilor practice, în raport cu necesitățile economice ale diferitelor țări, iar cea la scară mică și foarte mică reprezintă baza caracterizării diferitelor porțiuni ale suprafeței Pămîntului necesară geomorfologiei generale.

3) **Geomorfologia aplicată,** privită pe plan mondial, este o realizare a timpurilor noastre, a celei de-a doua părți a secolului al XX-lea și ea reprezintă aplicarea cunoștințelor teoretice la diversele laturi ale economiei.

Necesitățile crescînde ale societății omenești au impus geomorfologiei să-și revizuiască concepțiile și metodele de lucru pentru a răspunde cît mai bine cerințelor practice ale economiei, cu diferitele ei ramuri de producție.

Datorită acestui fapt, în cadrul U.I.G., la Congresul de la Rio de Janeiro (1956), s-a luat hotărîrea formării unei comisii speciale de *geomorfologie aplicată.* Domeniile de aplicare a cunoștințelor geomorfologice sînt numeroase, ca, de exemplu: *domeniul geologic, domeniul hidrogeologic, domeniul agricol, domeniul pedologic și geobotanic, domeniul hidrotehnic și hidroenergetic, domeniul construcțiilor urbanistice și industriale, domeniul geotehnic, domeniul topografic și aerofotogrametric, domeniul cartografic* etc. În strînsă legătură cu problemele de geomorfologie aplicată solicitate de către diversele domenii ale economiei naționale s-a dezvoltat *cartografia geomorfologică,* ce cuprinde hărți speciale, construite pe baza necesităților domeniului care le solicită.

În România, geomorfologia practică își are începuturile în lucrările lui I. Simionescu, Al. Dimitrescu-Aldem (1905), C. Brătescu (1924) și S. Mehedinți (1933), iar astăzi ea a luat o mare dezvoltare.

În afară de această împărțire admisă astăzi în general, ținînd seama de latura metodologică, de a pleca de la simplu la complex, geomorfologia trebuie privită sub cele trei laturi ale procesului de cunoaștere, care reprezintă în același timp și trepte de aprofundare ale studiului reliefului: *geomorfologia descriptivă, geomorfologia genetică* și *geomorfologia istorică* (P. Coteț, 1966).

B. BAZA TEORETICĂ A GEOMORFOLOGIEI ȘI DEZVOLTAREA EI

Începuturile teoretice ale geomorfologiei pe plan mondial sînt destul de vechi și ele se împletesc cu cele ale geologiei în ceea ce privește *morfodinamica internă* și cu cele ale geografiei pentru *morfodinamica externă.*

Alături de apariția genialei opere a lui I. Kant (1724—1804) cu privire la geneza sistemului solar, ideile unor savanți ca M. V. Lomonosov și J. Hutton din secolul al XVIII-lea au jucat un rol foarte important asupra dezvoltării științelor naturale, a geologiei.

M. V. Lomonosov a fost primul care a făcut distincție între procesele externe și interne, admițînd că ultimele au un rol principal în formarea munților și a depresiunilor.

J. Hutton, ca reprezentant al plutoniștilor, consideră că scoarța Pămîntului este supusă unor mișcări catastrofale, ceea ce s-a văzut că nu este întru totul just.

Secolul al XIX-lea reprezintă un pas foarte important în dezvoltarea geomorfologiei, care se împarte după L. Jaudel și J. Tricart (1958) în două perioade (una inițială și alta de avînt), iar după noi, în patru: *de început, de avînt, clasică* și *modernă*, în care s-au pus și consolidat bazele studiului complex al reliefului terestru.

1. **Perioada de început (inițială).** Între 1800 și 1850, geomorfologia începe să se contureze mai întîi ca morfodinamică internă, în legătură mai ales cu raportul dintre relief și forțele interne.

Concepția catastrofistă, căreia i se alătură în acest timp Al. Humboldt și Elie de Beaumont, începe să fie părăsită treptat prin afirmarea unor ipoteze științifice noi, cum este cea a *ridicării scoarței terestre*, emisă de Leopold von Buch și B. Studer.

Această ipoteză explică formarea lanțurilor muntoase, cutate prin ridicarea și extinderea maselor magmatice, care apar la zi în zona axială a acestor lanțuri, de unde rezultă cutarea stratelor de la periferie.

La sfîrșitul acestei perioade se trece însă la studiul sistematic al mișcărilor de cutare, se fac încercări de a stabili direcțiile principale ale lanțurilor muntoase și legile lor de repartiție. Mișcările de ridicare și vulcanismul sînt considerate acum ca procese simultane și prezente aproape peste tot.

În domeniul morfodinamicii externe, această perioadă se caracterizează prin aceeași luptă între teoriile catastrofiste, care puneau văile numai pe seama tectonicii, fără a ține seama de acțiunea apelor curgătoare.

Meritul de a fi îndreptat atenția spre realitățile naturii îi revine lui Ch. Leyll prin emiterea *principiului actualismului* (1832—1833), care reprezintă de fapt baza geologiei, geografiei fizice și a geomorfologiei. După acesta, aspectul actual al suprafeței terestre rezultă din acțiunea lentă și continuă a celor două mecanisme — scurgerea torenților, rîurilor și fluviilor, pe de o parte, apoi mișcarea valurilor, a curenților din lacuri și mări, pe de altă parte. Acest principiu al lui Lyell deschide drumul pătrunderii în trecutul reliefului și deci la intuirea vîrstei formelor, pe care o va realiza mai tîrziu W. M. Davis[1].

Sub acest raport, concepția neptunistă, care deși consideră că stratele scoarței Pămîntului sînt concentrice și deranjate din poziția inițială, are totuși meritul de a fi încercat să lege pentru întîia oară

[1] Geolog și geograf american, W. M. Davis a trăit între 1850 și 1934.

litosfera de învelișul apelor, de procesul de sedimentare (S. Mehedinți, 1930).

Această perioadă inițială a geomorfologiei, care în geologie este denumită *perioada eroică*, corespunde cu lichidarea relațiilor feudale, cu perioada revoluțiilor burgheze în țările Europei centrale și cu începutul dezvoltării vijelioase a capitalismului, care însă avea o importanță socială (după V. A. Hain, 1951).

2. **Perioada de avînt.** Aceasta corespunde, în general, cu a doua jumătate a secolului al XIX-lea și reprezintă timpul cînd geomorfologia se afirmă ca știință prin consolidarea laturii de *morfodinamică internă* și prin completarea ei cu *morfodinamica externă* a reliefului.

Pe baza aprofundării ipotezei cosmogonice a lui Kant-Laplace, Elie de Beaumont (1829) a emis *ipoteza contracției*, prin care s-a putut înțelege mai ușor geneza structurilor, ca urmare a presiunii laterale. Ed. Suess și A. Heim au aplicat această ipoteză la explicarea cutării Alpilor, iar B. Willis, la cutarea Appalașilor (1895). În anul 1857, geologul american D. Hall emite *ipoteza geosinclinalului*, care a avut o importanță foarte mare pentru înțelegerea morfodinamicii interne. La dezvoltarea acestei ipoteze au contribuit într-o mare măsură J. Dana (1873) și E. Haug (1900). Acesta din urmă desprinde, alături de *geosinclinale* (care reprezintă zone labile), și zone continentale, rigide, denumite astăzi *platforme* (arii continentale, cratogene), iar J. Dana reușește să facă o corelație strînsă între ipoteza geosinclinalelor și ipoteza contracției.

M. Bertrand (1887) stabilește primul vîrsta mișcărilor de cutare de pe glob: *laurențiene* (arhaic), *huroniene* (proterozoic), *caledonice* (paleozoic inferior), *hercinice* (paleozoic superior) și *alpine* (mezozoic-neozoic), iar G. K. Gilbert (1877) distinge, alături de mișcările orogenice, și mișcări epirogenice, mișcări cu caracter vertical și lent.

Tot acum se fac primele măsurători asupra forței de gravitație în regiunile muntoase, care permit să se emită *ipoteza stării de echilibru a scoarței terestre* sau *ipoteza izostaziei* (J. Airy și W. Pratt), prin care se explică ridicările și scufundările scoarței terestre.

Cu privire la morfodinamica internă, se poate spune în concluzie că în această perioadă au fost elaborate multe din ideile de bază ale tectonicii: *ipoteza geosinclinalelor* și *platformelor, ipoteza izostaziei*, care au fost sintetizate într-un sistem bine închegat pe baza ipotezei contracției (V. A. Hain, 1951). Încununarea acestei etape sub raport tectonic s-a făcut prin monumentala lucrare a lui E. Suess *Antlitz der Erde* (Fața Pămîntului — 1885-1909), în care sînt sintetizate toate problemele în legătură cu structura continentelor pe baza ipotezei contracției.

În cadrul acestor sinteze asupra evoluției generale a globului încep să se precizeze și problemele de morfodinamică externă, de modelare a suprafeței terestre.

Datorită în special principiului cauzelor actuale (Ch. Lyell) (1832—1872) și lucrărilor lui L. Rütimeyer (1869)[1], se impune părerea că văile nu-și au originea în toate cazurile în mișcările catastrofiste (crăpături, prăbușiri), ci în acțiunea apelor curgătoare.

Putem deci afirma, spunea S. Mehedinți (1931), că abia după înțelegerea rolului hidrosferei s-a putut ajunge la o morfologie a litosferei.

Primele elemente de metodologie în studiul reliefului se întîlnesc în *Führer für Forschungsreisende* (Îndrumător pentru călătorie de cercetare), de F. v. Richthofen, 1886[2]; iar primul tratat *Die Morphologie der Erdoberfläche* aparține lui A. Penck (1894)[3].

În același timp, în Rusia, studiul reliefului se afirmă printr-o serie de oameni de știință, ca, de exemplu: P. P. Semenov-Tian Șanski (1827—1914), care face cercetări în *Munții Tian-Șan* și se ocupă cu geneza văilor; P. A. Kropotkin (1842—1921), care studiază glaciațiile cuaternare din Siberia Orientală și tipurile de munți în raport cu geneza lor; V. V. Dokuceaev (1846—1903), care face o legătură strînsă între soluri și relief, contribuind la studiul eroziunii fluviatile, la formarea văilor (1872), iar I. V. Mușketov, care face corelația între relief și depozite, insistînd de asemenea asupra raportului dintre formele munților și structura lor geologică din Asia Mijlocie (1877).

Paralel cu diferitele ipoteze tectonice prin care s-au explicat mișcările scoarței, la început catastrofiste și apoi evoluționiste, s-a dezvoltat și latura sculpturală, de modelare a suprafeței Pămîntului, care de fapt reprezintă baza morfodinamicii externe.

Începînd cu L. Rütimeyer, formele sculpturale ale reliefului, fie că este vorba de cele mărunte (cordoane litorale, terase, grinduri, insule, morene etc.) sau de cele întinse (cîmpii, dealuri, munți, văi etc.), sînt legate din ce în ce mai mult de hidrosferă.

J. W. Powel (1875)[4] precizează noțiunea de nivel de bază (baza eroziunii) și tot el introduce noțiunile de văi consecvente, epigenetice (supraimpuse) și antecedente.

Ideile lui Powel au fost dezvoltate apoi de către C. F. Dutton (1880—1881) și G. K. Gilbert (1877)[5].

Așa cum se exprimă foarte bine J. Dylik: „Powel și Gilbert (geologi americani) au pregătit principiile pe care se va dezvolta mai tîrziu știința lui Davis".

O dată înlăturată ipoteza neptunistă a lui Werner, care consideră litosfera ca nemișcată (efect al sedimentării oceanice și marine), s-a părăsit și ideea mișcărilor catastrofiste, trecîndu-se astfel la teza neteziri și a mișcărilor lente (epirogenice) ale scoarței terestre, sub

[1] Naturalist elvețian, L. Rütimeyer a trăit între 1825—1895.
[2] Geolog și explorator german, F. v. Richthofen a trăit între anii 1833—1905.
[3] Geograf german, A. Penck a trăit între 1858—1945.
[4] Geolog american, J. W. Powel a trăit între 1834—1902.
[5] Geolog american, G. K. Gilbert a trăit între 1843—1918.

influența lui G. K. Gilbert (1877), C. A. Ramsey (1878) și W. M. Davis (1899).

Netezirea reliefului inițial de către energia apelor marine prin *abraziune* (F. v. Richthofen, A. C. Ramsey) și a rîurilor prin *eroziune* (W. M. Davis) poate să reteze munți întregi pînă la temelie, să tocească regiuni întinse și neregulate, reducîndu-le la o suprafață aproape netedă, prin coborîrea treptată a versanților, și denumită peneplenă de către W. M. Davis.

Sfîrșitul secolului al XIX-lea este dominat de afirmarea ideilor lui W. M. Davis (1899) asupra ciclului geografic sau de eroziune, ca și a unor elemente de geomorfologie climatică, sub influența lui J. Walter (1891), W. J. MacGee (1897) etc.

În această perioadă, cercetările geomorfologice de teren sînt strîns legate de cele geologice — fapt ce a făcut ca ele să fie orientate mai mult spre latura genetică, structurală, spre descifrarea evoluției reliefului.

3. **Perioada clasică.** Acesta corespunde cu prima parte a secolului nostru, între 1900 și 1944, și reprezintă timpul de afirmare a geomorfologiei pe plan mondial, ca știință, prin cele două teorii de bază — *teoria lui* W. M. Davis și *teoria lui* W. A. Penck[1], care stau la temelia concepției despre netezirea generală a reliefului.

Geomorfologia nu rupe însă legătura cu geologia, dar acordă în acest interval o atenție mai mare laturii geografice, în special metodelor geografice. Ea nu neglijează însă rezultatele noi pe care le înregistrează tectonica, dinamica internă, folosind elementele de generalizare, necesare în lămurirea problemelor legate de relief.

Ipoteza contracției, care considera că inițial Pămîntul era în stare de incandescență și apoi s-a răcit treptat, pierzînd căldura prin iradiație în spațiu, începe să fie contrazisă de descoperirea radioactivității, după care Globul nu este sortit să se răcească, ci dimpotrivă să se încălzească.

În domeniul tectonicii, acum apare ipoteza marilor *deplasări orizontale* ale stratelor pe zeci de kilometri de la punctul inițial (șariaj), emisă de către o serie de geologi francezi: P. Termier, M. Lugeon și M. Bertrand. Această ipoteză s-a extins foarte repede la Carpați, Apenini, Pirinei etc.

Deplasările orizontale devin posibile și în cazul continentelor, fapt documentat de A. Wegener (1912), prin *ipoteza translației continentelor*, după care învelișul granitic (sial) plutește pe culcușul bazaltic (sima), sub acțiunea mișcării de rotație. În felul acesta s-au format Oceanul Atlantic și Oceanul Indian, iar lanțurile muntoase sînt rezultate ale îndoirii marginilor fundului geosinclinalelor, datorită împingerii blocurilor continentale învecinate, în mișcare spre ele, ceea ce

[1] Geomorfolog german, W. Penck, a trăit între 1888—1923.

a dus la încălecarea lor una peste alta (cazul Alpilor) sau pe fundul bazaltic al oceanelor (cazul Cordilierilor americani).

O altă latură care se reînnoiește este aceea a *mișcărilor verticale* sub influența proceselor magmatice (H. Haarmann, R. V. Bemmelen, B. și R. Willis, V. V. Belousov). Ultimii doi acordă un rol important încălzirii și dilatării materiei sub influența elementelor radioactive din granite.

Nu sînt neglijate în seria ipotezelor legate de magmatism nici mișcările de cutare, care se explică fie prin alunecarea stratelor pe suprafețele înclinate sub influența forței de gravitație (H. Haarmann, R. V. Bemmelen), fie prin expulzarea stratelor din bolțile ridicărilor spre periferia lor, sub influența presiunii ridicărilor de jos de către masele granitice, cum arată V. A. Hain (1951).

Ipoteza contracției în forma clasică (H. Stille, L. Kober) nu este părăsită complet, ea este reluată, încercîndu-se o mai bună perfecționare a ei cu unele idei din ipoteza izostaziei sau prin alternarea fazelor de contracție cu cele de dilatare (Du Toit, M. A. Usov, V. A. Obrucev). Se admite chiar ideea unei dilatări generale a globului (B. Bindemann, M. M. Tetiaev).

Ipoteza curenților subcrustali se dezvoltă în Europa Occidentală, iar cea a geosinclinalelor este completată prin alternanța de ridicări și scufundări (E. Argand, D. D. Arhanghelski etc.), precum și prin fazele diferite de formare, în care rolul principal, după V. V. Belousov, revine procesului de inversiune a regimului tectonic. Tot în această perioadă se stabilesc legile de evoluție ale unităților de geosinclinale și de platforme, iar metodele analizei grosimii depozitelor și a facieșurilor aduc un aport deosebit în acest sens.

Din toate aceste rezultate noi, geomorfologia are de cîștigat în special prin *teoria lui* W. Penck (1924), care pune accentul pe mișcările de ridicare cu rază mare (sub influența bombărilor largi), generate de masele magmatice interne, după cum arată mai tîrziu H. Cloos (1939).

În primul deceniu al secolului al XX-lea, școala germană se afirmă prin dezvoltarea unor probleme ale geomorfologiei climatice asupra modelării regiunilor deșertice de către J. Walther (1900), S. Passarge (1904—1909), A. Penck (1909) etc.

Pe primul plan stă însă W. M. Davis, a cărui teorie generală asupra genezei și evoluției reliefului sculptural are un rol foarte important, cu toate criticile aduse. Prin el se generalizează și se consolidează morfodinamica externă a reliefului pe întreaga suprafață a Pămîntului, concepută prin cicluri de eroziune (fluviatil, marin, glaciar și arid), al cărei scop este distrugerea sau netezirea denivelărilor create de agenții interni și transformarea acestora în suprafețe coborîte, cu aspect de peneplenă.

Deși concepută inițial ca morfodinamică internă, sub influența mișcărilor tectonice bruște (catastrofiste), *teoria lui* W. M. Davis *a fost*

îmbunătățită pe parcurs prin admiterea mișcărilor de ridicare, lente și ritmice.

Sub raport metodologic, meritul deosebit al lui Davis constă în faptul că a orientat geomorfologia spre metodele geografice, nu numai spre cele geologice.

Cei care au îmbrățișat larg teoria lui Davis au fost în Europa geografii francezi: A. Lapparent (1907) și Emm. de Martonne (1907—1909)[1]. Ultimul a aplicat-o într-o regiune foarte întinsă — Carpații Românești (1907) — unde a distins cele trei platforme de eroziune, devenite apoi clasice (*Borăscu* — paleogenă, *Rîu-Șes* — miocenă și *Gornovița* — pliocenă) ca rezultate a trei cicluri de eroziune.

Al doilea mare pas în dezvoltarea concepției generale a geomorfologiei l-a făcut W. Penck (1924) prin *teoria treptelor piemontane,* unde accentul cade asupra acțiunii concomitente, de ridicare la eroziune fluviatilă, ca și pe evoluția versanților prin retragerea lor paralelă.

W. Penck este primul geomorfolog care reușește să facă în studiul reliefului o legătură reală între morfodinamica internă și morfodinamica externă, iar *analiza morfologică* reprezintă, după el, *metoda de bază* în studiul reliefului.

Alte aspecte care atrag atenția în această perioadă sînt legate de numele lui H. Baulig, prin *teoria eustatismului* (1928)[2] și *teoria dezvoltării versanților* (1950), unde insistă asupra celor două forme specifice: *convexă* în partea superioară, datorită șiroirii dispersate, și *concavă,* condiționată de șiroirea concentrată.

Această perioadă, în care dezvoltarea geomorfologiei s-a lărgit mult, corespunde din punct de vedere social-istoric cu trecerea capitalismului în stadiul de imperialism, cu epoca marilor războaie mondiale și cu dezvoltarea socialismului.

4. **Perioada modernă** (contemporană). Această perioadă corespunde timpului cel mai nou, de după cel de-al doilea război mondial, și care reprezintă afirmarea largă a geomorfologiei pe plan mondial printr-o colaborare internațională foarte strînsă. Atașarea ei din ce în ce mai accentuată la grupul științelor geografice devine tot mai evidentă, așa cum rezultă, în primul rînd, din manifestările de ordin internațional (congresele Uniunii Internaționale Geografice, U.I.G.), unde geomorfologia se bucură de o atenție specială. Realizările în domeniul morfodinamicii interne devin tot mai concrete, iar rezultatele obținute de tectonică prin geofizică și geochimie permit o revedere mai adîncă a ipotezelor emise anterior.

Datele gravimetrice și seismologice au dus la confirmarea ipotezei izostaziei pe baza cunoașterii mai precise a grosimii învelișului granitic și a celui bazaltic.

[1] Geograf francez, Emm. de Martonne a trăit între 1873—1955.
[2] Geograf francez, H. Baulig a trăit între 1877—1960.

Ipoteza contracției este reluată într-o formă modernă prin admiterea răcirii și încălzirii, datorită contracției de profunzime și fenomenelor gravitaționale, de care sînt legate mișcările verticale. Ea nu mai consideră cutarea ca urmare directă a presiunii laterale.

Ipotezele bazate pe procesele de diferențiere fizico-chimică a materiei din interiorul Pămîntului, de separare a unor părți mai grele sau mai ușoare (R. V. Bemmelen 1912; V. V. Belousov, 1954) nu vin în dezacord total cu actuala ipoteză a contracției.

În Europa Occidentală, o dezvoltare largă o are *ipoteza curenților subcrustrali* (D. Griggs, A. Holmes, E. Kraus, J. Goguel, etc.). În legătură cu rolul predominant al mișcărilor orizontale sau al celor verticale, trebuie precizat *că acestea nu exclud prezența pe plan secund:r a mișcărilor opuse, totul depinzînd de regruparea proceselor fizico-chimice ale materiei din interiorul Pămîntului, principala cauză a tectonicii.*

De asemenea, trebuie accentuat că nu toți tectonicienii sînt de acord că principiul fundamental în dezvoltarea suprafeței terestre este *contracția generală,* ci și *dilatarea ei,* admițînd prin aceasta și *ipoteza pulsației.*

Nu trebuie neglijată în formarea reliefului major al suprafeței Pămîntului nici prezența fracturilor majore, crustale, care condiționează *structura de blocuri* (N. S. Șatski, A. V. Peive).

Toate aceste date noi din domeniul tectonicii n-au fost lipsite de interes pentru geomorfologie, care, prin folosirea din ce în ce mai mult a datelor geofizice, a ajuns la rezultate foarte fructuoase în interpretarea reliefului planetar, prin prisma geotectonicii și geofizicii.

Realizările cu privire la morfodinamica externă a reliefului sînt destul de bogate prin legarea și mai strînsă a agenților externi de zonele climatice, de cunoașterea legilor hidrologice etc.

În perioada modernă, geomorfologia se afirmă prin cele două laturi principale ale ei: *geomorfologia structurală* prin lucrările lui I. P. Gherasimov (1946), A. Cailleux — J. Tricart (1955), J. Chardonnet (1958), P. Birot (1958), L. C. King (1962), I. A. Meșceriacov (1965), *și geomorfologia climatică,* prin lucrările lui C. Troll (1944), J. Büdel (1948), F. Machatschek (1949), J. Tricart (1957), J. Tricart — A. Cailleux (1953), etc.

Principiile și metodica cercetărilor de teren sînt sintetizate în lucrările lui W. Thornbury (1958), P. Birot (1955), J. Tricart (1956), precum și în diferite articole.

Ca urmare a cercetărilor pe teren, care au luat o mare dezvoltare, s-a trecut la cercetări de amănunt, la întocmirea unor hărți geomorfologice de detaliu. De mare ajutor în acest scop este *aerofotogrametria,* care ușurează mult cartarea de teren.

Cartografia geomorfologică se afirmă prin numeroase lucrări: A. I. Spiridinov (1952), P. Coteț (1954), N. V. Bașenina și colectivul (1958), J. Tricart (1954), *Monografia geografică a R.P.R., Geografia fizică* (1960), M. Klimaszewski (1960), F. Joly (1962),

Institutul de geografie din Varşovia (1963), *Filiala de geografie din Moscova* (1963), L. E. Hamlin (1963) etc.

Acum se fac mai multe încercări de hărţi geomorfologice generale pentru întreaga suprafaţă a globului (A. S. Devdariani — 1959, Morskii Atlas, 1958).

O extindere destul de mare a luat-o studiul versanţilor sub diferite aspecte, evoluţie (P. Birot, 1955), bilanţul *denudaţiei* (Alf. Jahn, 1956), *cartare* (C. Martiniuc, 1954, P. Coteţ, 1954), precum şi studiul proceselor morfogenetice actuale pe suprafeţe întinse, la nivel de ţară (P. Coteţ, 1957), sau la scară planetară (S. F. Krivoluţkii, 1961, I. P. Gherasimov — I. A. Meşceriakov, 1967) etc.[1]

În strînsă legătură cu procesele actuale şi studiul versanţilor s-a dezvoltat o latură nouă, *geomorfologia dinamică* (D. L. Armand, 1950; A. S. Davdariani, 1950; A. N. Strahler, 1952; J. Dylik, 1958).

În vederea cunoaşterii legilor de formare şi dezvoltare a reliefului, a dinamicii lui, s-a dezvoltat *geomorfologia experimentală* (N. I. Makkaveev, 1961), iar tendinţa de introducere a *metodei statistico-matematice* în geomorfologie este din ce în ce mai accentuată (Ch. P. Peguy, 1958; L. Pernarovski, 1964; Luna B. Leopold şi colectivul—1964) etc.

Tot ca o latură nouă s-a impus în această perioadă *geomorfologia aplicată*, începînd mai ales din 1950 (T. V. Zvonkova, 1959, 1970; J. Tricart, 1962) şi ajungînd ca astăzi ea să fie prezentă aproape în toate ţările, după necesităţile economice.

Din cele expuse rezultă saltul mare pe care l-a făcut geomorfologia în ultimele două-trei decenii prin dezvoltarea ei pe o nouă treaptă, aceea de *ştiinţă practică*.

Lucrul acesta reiese în evidenţă destul de bine din concepţia teoretică de ordin *morfoclimatic* şi *morfotectonic* (în special pe baza elementelor neotectonice ale reliefului), care s-au conturat şi care se perfecţionează an de an în acest interval de timp.

Teoria generală a geomorfologiei s-a îmbogăţit prin această concepţie nouă, după care relieful trebuie judecat în strînsă legătură cu mediul geografic actual (în special cu clima şi vegetaţia), cu substratul şi trecutul lui geologic.

Sistemele de eroziune (A. Cholley, 1950), *sistemele morfoclimatice sau morfogenetice* (J. Tricart — A. Cailleux, 1953) J. Tricart (1956) sau mai complet *sistemele de modelare* reflectă acest lucru.

Sistemul morfogenetic de modelare, căruia i se acordă o atenţie deosebită în această perioadă, este *sistemul periglaciar* (C. Troll, 1947, J. Dylik, 1952 şi 1953).

[1] Redactori ai lucrării „Relief Zemlii", Moscova.

Tot sub raport teoretic merită a fi reținută de asemenea teoria lui K. K. Markov (1948), asupra *nivelelor geomorfologice*, și teoria lui L. C. King (1949—1950), asupra *pediplanației*.

După K. K. Marcov, relieful scoarței terestre este etajat sub formă de suprafețe sau nivele geomorfologice cu altitudini diferite, începînd de la nivelul oceanic și pînă la vîrfurile cele mai înalte ale munților.

Primul este nivelul *abrazivo-acumulativ*, al doilea *nivelul peneplenei*, al treilea *nivelul glaciar* și al patrulea *nivelul crestelor înalte* sau *gipfelflurul*.

L. C. King s-a ocupat cu netezirea reliefului în regiunile semiaride din Africa de Sud, pe care a fundamentat-o larg, prin *teoria pediplenei*, în care accentul cade pe eroziunea laterală și retragerea paralelă a versanților.

Nu trebuie neglijate nici rezultatele lui I. A. Meșceriakov (1962), asupra formării *suprafețelor de netezire poligenetice*, precum și cele ale lui D. Johnson (1919), H. M. Murray (1941), V. P. Zenkovici (1946), A. Guilcher (1954), asupra *reliefului litoral și a morfodinamicii lui*.

De asemenea își face loc din ce în ce mai mult *teoria echilibrului dinamic*, legată mai ales de netezirea regiunilor cu structură orizontală, ea fiind legată de numele mai multor geomorfologi (A. N. Strahler, 1950; R. J. Chorley, 1965; G. H. Dury, 1966; J. T. Hack, 1960 etc.), așa cum se vede din lucrările lui *C. D. Ollier* (1968), *R. J. Small* (1970) și alții.

Din cele expuse rezultă că geomorfologia este o știință în plină afirmare și al cărui aport la rezolvarea problemelor de ordin practic devine din ce în ce mai substanțial.

Un alt fapt care reiese este acela al direcțiilor variate de dezvoltare:

— *direcția geologică*, ca ramură a științelor geologice, unde accentul cade pe elementele structurale, pe procesele interne;

— *direcția geografică*, ca ramură a științelor geografice, unde accentul se pune pe elementele sculpturale, pe procesele externe.

De aici a rezultat concluzia că *geomorfologia poate fi socotită în aceeași măsură atît geologică, cît și geografică*. Atașarea ei la o grupă de științe sau alta depinde de elementul ce se ia ca bază pentru a răspunde necesităților de ordin practic, care o solicită astăzi așa de mult.

În sfîrșit, mai există și o a treia direcție — *cea care consideră geomorfologia ca o știință de sine stătătoare, cu obiect și metode proprii*.

Concluzia logică care se desprinde de aici este aceea că, indiferent de direcția ei de dezvoltare, *geomorfologia trebuie să rezolve problemele științifice ale reliefului în raport cu întreg complexul de procese și de condiții de la suprafața și din interiorul Pămîntului, cu întreaga lui morfodinamică*.

Procesul actual de intensă diferențiere și de întrepătrundere a științelor, ca și cel de folosire largă a metodelor proprii altor științe a cuprins și domeniul geomorfologiei, de unde a rezultat aprofundarea

problemelor, cunoașterea esenței, a legilor de formare și de evoluție a reliefului terestru.

Pe baza acestora a devenit posibilă prevederea dezvoltării în viitor a reliefului, a proceselor morfologice actuale.

„A preciza acest lucru înseamnă a răspunde la ceea ce practica cere de la știință" (I. S. Șciukin, 1946).

Metoda prognozei constituie de asemenea una din marile realizări ale perioadei moderne.

C. GEOMORFOLOGIA ÎN ROMÂNIA

Studiul reliefului sub raport geomorfologic are o vechime de peste o jumătate de secol la noi în țară.

Primele cercetări științifice s-au făcut spre sfîrșitul secolului trecut și începutul secolului nostru, paralel cu studiile geologice și biologice, de către Gr. Cobălcescu (1831—1892), G. Murgoci (1872—1925), L. Mrazec (1867—1944), I. Popescu-Voiteşti (1876—1944), Sava Athanasiu (1861—1946), Gr. Antipa (1867—1944), precum și de cîțiva geografi străini: L. Sawicki, J. Cholnoky, și Emm. de Martonne.

L. Sawicki (1912) a întocmit prima sinteză asupra reliefului Transilvaniei, J. Cholnoky (1910) s-a ocupat mai ales de valea Mureșului, descriind defileul epigenetic de la Soimuș, iar Emm. de Martonne a făcut primul studiu geografic complex asupra Valahiei (1902), o sinteză asupra Alpilor Transilvaniei (1907) și a reliefului întregii țări (1922), trasînd jaloanele mari.

Aportul cel mai important la dezvoltarea teoriei fizico-geografice în ansamblu, din care nu lipsește relieful, l-a adus S. Mehedinți (1868—1962), în cursurile ținute timp de cîteva decenii și sintetizate în lucrarea lui fundamentală *Terra* (1931).

Cel dintîi profesor universitar la catedra de geografie a Universității din București (1900), S. Mehedinți, a contribuit la formarea primei generații de geografi, care s-au ocupat mai tîrziu cu studiul de amănunt al reliefului țării noastre: Al. Dimitrescu Aldem (1880—1917), G. Vâlsan (1885-1935), C. Brătescu (1882-1945), N. Orghidan (1881—1967), V. Mihăilescu (n. 1890) etc., la care se adaugă M. David (1886—1954), geolog, care se dedică problemelor de geografie, în special celor de geomorfologie și G. Năstase (n. 1896).

Contribuția acestora la dezvoltarea geomorfologiei este deosebit de importantă, prin studiile regionale publicate referitoare la: *Bazinul Dunării inferioare* (Al. Dimitrescu-Aldem, 1911), *Cimpia Română* (G. Vâlsan, 1915), *Delta Dunării* (C. Brătescu, 1922), *Podișul Moldovenesc* (M. David, 1922), *Regiunea Brașovului și Bran-Bucegi* (N. Orghidan, 1931—1935), *Vlăsia* și *Mostiștea* (V. Mihăilescu, 1924) etc.

Aceștia depun o bogată activitate și pe latura teoretică, prin cursurile universitare sau prin articolele publicate în diferite reviste de specialitate, contribuind astfel la formarea și consolidarea școlii noastre de geomorfologie.

Cel care imprimă cercetărilor un caracter geografic mai pregnant este V. Mihăilescu, întocmind în același timp cele dintîi sinteze pe țară asupra unităților de relief.

După primul război mondial s-a format o generație și mai numeroasă de geografi, care au publicat diferite studii regionale, din care nu lipsesc problemele de relief.

Între acestea citām studiile asupra: *Munților Rodnei* (T. Morariu, 1937), *Vrancei* (N. Al. Rădulescu, 1937), *Dealului Mare-Hîrlău* (V. Tufescu, 1937), *Subcarpaților dintre Dîmbovița și Prahova* (N. Popp, 1939), *Munților Călimani* (L. Someșan, 1948), *Depresiunii Huși* (I. Gugiuman, 1958).

Paralel cu aceștia au mai făcut cercetări o serie de geografi străini, elevi ai lui Emm. de Martonne, R. Ficheux, care s-au ocupat cu *Munții Apuseni* (1929), Vergez-Tricom, cu *Banatul* (1929), A. Nordon, cu *Dobrogea* (1930) și *Carpații Orientali* (1931) etc.

În timpul și după cel de-al doilea război mondial s-a format o altă generație, a cărei preocupare principală a constituit-o problemele de geomorfologie: D. D. Burileanu (1912—1945), care s-a ocupat de *reliefuł și structura Carpaților Meridionali* (1940—1945); P. Coteț (1957), de *Cîmpia Olteniei*, C. Martiniuc, de *Podișul Sucevei*[1], I. Sîrcu, de *Podișul Moldovei* (1953), Gh. Pop, de *Munții Apuseni* (1957), I. Gh. Petrescu, de *Delta Dunării* (1958), I. Vintilescu, de *Podișul Mehedinți* (1946), A. Banu, de *Subcarpați* (1946), M. Peahă (1947) etc.

După 1948, geomorfologia s-a dezvoltat și mai mult prin cercetări vaste cerute de diferite ramuri ale economiei naționale, precum și printr-o serie de lucrări regionale publicate, ca, de exemplu: *Bucegii* (V. Micalevici-Velcea, 1960), *Țara Lăpușului* (Gr. Posea, 1962), *Piemontul Cîndești* (D. Paraschiv, 1965), *Masivul Godeanu* (Gh. Niculescu, 1965), *Delta Dunării* (A. Banu — R. Rudescu, 1966), *Subcarpații dintre Cerna Oltețului și Gilort* (L. Badea, 1969), *Subcarpații dintre Jiu și Motru* (Al. Roșu, 1969), *Cîmpia Moldovei* (V. Băcăuanu, 1968), *Geomorfologia văii Bistriței* (I. Donisă, 1968) și *Colinele Tutovei* (I. Hîrjoabă, 1968).

La acestea se adaugă o serie de lucrări nepublicate, dar susținute ca teze de doctorat: *Piemontul Călimanilor* (V. Gîrbacea, 1958), *Depresiunea Bîrsei* (M. Iancu, 1962); *Podișul Someșan* (Al. Savu, 1965), *Podișul Casimcei* (I. Rădulescu, 1966), *Cîmpia Tecuciului* (Al. Obreja), *Țara Dornelor* (Tr. Naum, 1968), *Munții Parîngului* (S. Iancu,

[1] Teză de doctorat nepublicată, cu excepția unui mic rezumat (1956).

1969), *Relieful regiunii subcarpatice dintre Susița și Cîlnău* (H. Grumăzescu, 1970), *și Suprafața de netezire „Fărcaș" din Munții Gilăului* (Gh. Pop, 1970).

Amintim, de asemenea, o serie de lucrări de sinteză asupra *reliefului țării* în *Monografia Geografică a R.P.R., Geografia fizică* (P. Coteț, C. Martiniuc, 1960), *asupra Carpaților, dealurilor și cîmpiilor* (V. Mihăilescu, 1963, 1966), *Subcarpaților* (V. Tufescu, 1966), precum și unele tratate generale (V. Tufescu, 1966).

Nu trebuie să fie uitate nici lucrările de pedologie, hidrogeologie, hidrologie, geologie, hidrotehnică, agroameliorații etc., care, în afară de problemele lor speciale, aduc și ele o serie de contribuții, unele destul de substanțiale, în legătură cu relieful regiunilor studiate.

Remarcăm, de asemenea, lucrările lui H. Grumăzescu, E. Prisnea, I. Ilie, M. Grigore, E. Nedelcu, S. Iancu, C. Stăncescu-Grumăzescu, F. Mateescu, I. Berindei, C. Barat, V. Sencu, Ș. Dragomirescu și alții.

În ultimul deceniu, geomorfologia noastră a pătruns mai adînc în problemele de geneză și vîrstă, folosind în acest sens cu mult succes datele geologice și paleogeografice, în special pe cele cuaternare.

Trebuie relevată contribuția geomorfologiei noastre și pe plan internațional, prin comunicările și reprezentările de la diferite congrese și simpozioane, mai ales în legătură *cu studiul periglaciarului, cartografiei geomorfologice, versanților etc.*

Organizarea simpozionului internațional de geomorfologie aplicată la București, în mai — iunie 1967, arată aprecierea de care se bucură școala noastră geomorfologică pe plan mondial.

În prezent, la noi în țară, geomorfologia este ramura cea mai mult îmbrățișată de către tinerii cercetători din cadrul universităților (catedrelor de geografie) și al Institutului de geografie al Academiei Republicii Socialiste România.

În încheiere, ținem să subliniem dezvoltarea mare pe care a luat-o în prezent pe plan mondial geomorfologia ca știință a cunoașterii complexe a reliefului terestru și eforturile deosebite care se fac pentru elaborarea unei baze teoretice cît mai largi, a unor aplicații cît mai variate și a unei cartografii cît mai reale.

În această muncă laborioasă nu lipsesc nici încercările pentru punerea bazelor unei *geomorfologii experimentale,* necesare fundamentării ei cît mai adînci, atît sub raport teoretic cît și aplicativ (J. Tricart, N. I. Makkaveev și colectivul etc.).

În legătură cu munca de sistematizare a teoriei generale a științei reliefului este necesar să accentuăm asupra importanței pe care o are lucrarea *Terra* a lui S. Mehedinți (1930), *ce poate fi considerată baza școlii geomorfologice românești și care se impune să fie valorificată și mai mult în viitor.*

Capitolul II

PĂMÎNTUL CA PLANETĂ. PRIVIRE GENERALĂ

A. POZIȚIA PĂMÎNTULUI ÎN SISTEMUL SOLAR

Pămîntul este una din cele nouă planete care se rotesc în jurul Soarelui (a treia în ordinea distanței de la acesta) și care împreună constituie *sistemul solar.*

Aceste planete au fost grupate în două categorii: *interne,* adică *Mercur, Venus, Pămînt* și *Marte* (planete mai puțin turtite și cu densități mai mari), și *externe,* adică: *Jupiter Saturn, Uranus, Neptun* și *Pluton* (planete foarte turtite și cu densități mici) (fig. 2).

Pămîntul primește energie de la Soare, a cărui masă depășește de 333 400 de ori masa acestuia.

Această energie solară constituie sursa principală de întreținere a vieții terestre și baza dinamicii externe prin procesele generate de către valuri și curenți marini, rîuri, ghețari, vînturi etc. și în parte datorită energiei interne.

Distanța de la Soare pînă la Pămînt este de circa 150 000 000 km. Aproape toate planetele amintite își au sateliții lor, inclusiv Pămîntul, care are un satelit natural — *Luna* — și numeroși sateliți artificiali.

Influența Lunii asupra Pămîntului se constată în fenomenul de atracție a apelor marine prin flux și reflux (maree), care se resimte în mod diferit în morfodinamica litorală.

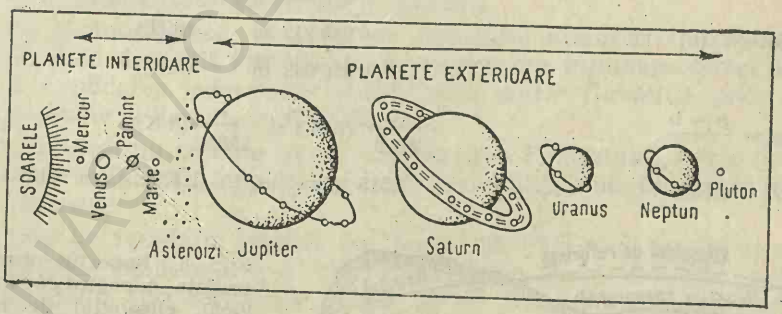


Fig. 2. Sistemul solar.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

B. FORMA ȘI DIMENSIUNILE PĂMÎNTULUI

Pămîntul este un corp în spațiu, de formă rotundă, avînd raza medie de 6 370 km.

Forma acestuia rotundă a fost relevată în decursul veacurilor prin diferite elemente de observație.

Ulterior, prin deducție, s-a stabilit *forma de elipsoid* a Pămîntului (Newton), o sferă turtită la poli și umflată la ecuator, fapt confirmat apoi prin măsurători directe, adică de diferența dintre lungimea arcului de un grad meridian, care este mai mare la poli (111 700 m) decît la ecuator (110 576 m).

Măsurătorile moderne au arătat și mai mult că meridianele terestre au lungimi diferite, de unde a rezultat forma proprie a Pămîntului — de g e o i d — adică un elipsoid cu trei axe inegale, turtit la poli și umflat la ecuator. Raportul dintre forma de elipsoid și de geoid este ilustrat în figura 3.

Dar cu toate acestea, pentru calculul dimensiunilor Pămîntului se pleacă totdeauna de la forma unui elipsoid regulat cu două axe, iar în activitatea didactică se folosește forma de sferă pentru expunerea problemelor de inițiere a tineretului școlar în cunoașterea Pămîntului.

Dimensiunile Pămîntului și alte elemente sînt redate numeric în cele ce urmează:

Suprafața Pămîntului	510 100 000 km²	
Volumul	1 083 220 000 000 km³	
Lungimea ecuatorului	40 076 594 m	(după Hayford)
	40 075 704 m	(după Krasovski)
Lungimea meridianului	40 009 152 m	(d.H.)
	40 008 548 m	(d.K.)
Raza ecuatorială (a)	6 378 388 m	(d.H.)
	6 378 245 m	(d.K.)
Raza polară (b)	6 356 912 m	(d.H.)
	6 356 863 m	(d.K.)
Turtirea $= \frac{a-b}{a}$	$\frac{1}{297,0}$ (d.H.)	și $\frac{1}{298,3}$ (d.K.)
Densitatea medie	5,515 g/cm³ (d.H.)	și 5,52 g/cm³ (d.K.)

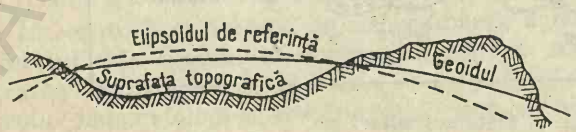


Fig. 3. Raportul dintre suprafața topografică (morfologică), elipsoidul de referință și geoid.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C. MIȘCĂRILE PĂMÎNTULUI ȘI IMPORTANȚA LOR SUB RAPORT GEOMORFOLOGIC

Pămîntul efectuează două mișcări principale: *una* de rotire în jurul axei polilor, ca pivot, *mișcarea de rotație și alta* de deplasare în jurul Soarelui, *mișcarea de revoluție.*

Mișcarea de rotație, se efectuează de la vest la est în timp de 23 ore, 56 min, 4 s, cu viteză de 464 m/s (la ecuator) și are drept consecințe geografice alternanța zilelor și a nopților, ca și devierea tuturor mișcărilor de la suprafața globului.

Alternanța zilelor și a nopților este un fenomen planetar de cea mai mare importanță pentru Pămînt. *Ziua* reprezintă o perioadă nu numai de luminozitate, ci și de încălzire diferită, iar *noaptea,* o perioadă de răcire care se produce în același timp și cu întunecarea.

Diferența termică de la zi la noapte este evidentă, mai ales în deșerturi și *ea impune morfodinamicii externe, prin procesele respective, un ritm de acțiune diurn.*

Devierea mișcărilor de la suprafața Pămîntului, datorită rotației, se face spre dreapta în emisfera nordică și spre stînga în cea sudică, fapt foarte bine exprimat, mai ales în cazul alizeelor.

Această forță deviantă este cunoscută sub denumirea de *forța lui Coriolis* (C), care se poate calcula după formula:

$$C = 2\omega \cdot V \cdot \sin Q \qquad (1)$$

unde:

ω = viteza unghiulară a rotației Pămîntului:
V = viteza vîntului;
Q = latitudinea locului.

Forța lui Coriolis este, în general, neglijabilă în raport cu cea pe care o declanșează mișcarea vînturilor și care-i este superioară. Dar în atmosferă, unde sînt suficiente mici diferențe de presiune pentru a pune în mișcare aerul, forța lui Coriolis exercită o acțiune considerabilă și modifică în mod substanțial direcția mișcării.

Pentru geomorfologie, în afară de domeniul atmosferei, trebuie subliniată în mod deosebit *importanța pe care o are influența forței lui Coriolis în explicarea asimetriei albiilor și a văilor fluviatile prin procesul de eroziune și depunere diferită.*

De asemenea, nu trebuie uitată nici turtirea Pămîntului la cei doi poli, fapt ce are influență asupra forței de gravitație, mai puternică la poli decît la ecuator.

Mișcarea de revoluție rezultă din faptul că Pămîntul este antrenat cu toate celelalte planete într-o vastă mișcare în jurul Soarelui, care descrie un drum sub formă de *elipsă,* ce se înscrie într-un plan numit *ecliptică.* Axa mare a acestei elipse sau orbite are o lungime de

298 milioane kilometri, iar distanța medie de la Pămînt la Soare este egală cu circa 150 milioane kilometri.

Pămîntul descrie această mișcare de revoluție de la vest la est timp de 365 de zile, 5 ore, 48 min., și 46 sec., cu o viteză de circa 30 km/s (106 000 km/oră).

Pentru geomorfologie, importante sînt urmările geografice ale acestei mișcări, care se pot rezuma la trei: *fixarea punctelor și a liniilor matematice de pe glob, a tropicelor și a cercurilor polare, inegalitatea zilelor și a nopților pe suprafața globului și anotimpurile.*

Pe baza primelor două consecințe se poate face cea mai simplă împărțire climatică (termică) a feței Pămîntului. Astfel, tropicele limitează zona intertropicală, unde razele solare cad aproape perpendicular tot timpul anului; zilele sînt aproape egale cu nopțile, iar încălzirea întrece răcirea.

Între tropice și cercurile polare se află cele *două zone temperate,* unde razele solare nu ajung niciodată perpendicular; zilele nu sînt egale cu nopțile, iar fenomenele se petrec invers, în cele două emisfere.

Cele două zone polare, care urmează pînă la cei doi poli, se caracterizează prin temperaturi coborîte, datorită duratei lungi a nopților și oblicității mari a razelor solare.

Anotimpurile reprezintă a treia consecință și a căror diferențiere se face mai ales pe baza elementului termic.

În zona intertropicală nu există anotimpuri, deoarece lipsesc variațiile termice din timpul anului. Alte cauze, planetare sau geografice, pot genera însă unele schimbări în acest sens.

În zona temperată apar cele patru anotimpuri (primăvara, vara, toamna și iarna), dintre care vara și iarna sînt mai bine marcate. În zonele polare se poate vorbi mai greu de anotimpuri; încălzirea zilnică nu poate compensa răcirea nopților, exagerat de lungi.

Din cele arătate cu privire la analiza poziției Pămîntului în sistemul solar, a formei și a mișcărilor lui, ca factori cosmici și planetari, rezultă *necesitatea de a ține seama de rolul acestora în expunerea problemelor de geomorfologie ce urmează.*

D. STRUCTURA GLOBULUI TERESTRU

I. Structura externă (exostructura)

Pămîntul este constituit dintr-o serie de învelișuri sau geosfere succesive, a căror cunoaștere și importanță geografică scad de la suprafața acestuia spre exteriorul și interiorul lui.

1) *Atmosfera,* sau *sfera de gaze-vapori,* reprezintă învelișul care înconjură la exterior întreg globul, pe o grosime de circa 1 000—1 500 km.

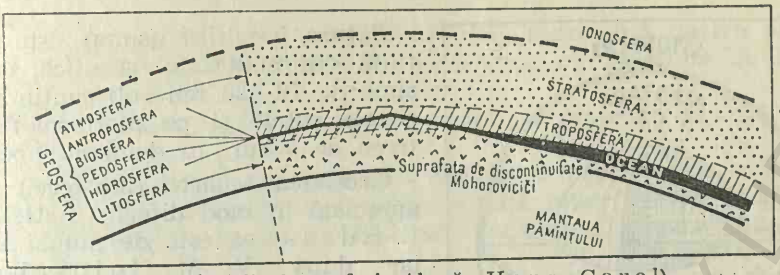


Fig. 4. Învelișul geosferic (după Hans Carol)

2) *Hidrosfera*, sau sfera de apă, constituie un înveliș continuu, deși apa este repartizată neuniform, în mări și oceane (stabilite în depresiunile mari ale suprafeței globului) sau este risipită în rețele sau în pînze la suprafața continentelor (rîuri, lacuri, mlaștini etc.). Densitatea hidrosferei este de 1.

3) *Biosfera* sau *lumea plantelor* și *animalelor terestre subterane* și *marine* nu formează de fapt un înveliș continuu propriu-zis, datorită întrepătrunderii ei intime cu celelalte învelișuri amintite. Densitatea biosferei este de 1, iar grosimea ei medie, de 0,0001 km.

La acestea se adaugă *pedosfera*, *antroposfera* și *criosfera* (considerată astfel de A. Cailleux, 1960).

Toate au ca bază *litosfera*, adică masa solidă a Pămîntului, care constituie „suportul" pe care se desfășoară întreaga activitate a societății omenești și care face legătura între învelișurile externe și cele interne ale Pămîntului.

Din interferența tuturor acestor învelișuri expuse se formează un înveliș geografic unitar, denumit învelișul terestru, obiectul de studiu al geografiei (fig. 4).

II. Structura internă (endostructura)

Globul propriu-zis începe cu scoarța *(litosfera)*, după care urmează în interior mantaua *(pirosfera)* și apoi nucleul *(barisfera)*, redate în figura 5.

1) *Scoarța terestră*, litosfera sau crusta, este constituită din mai multe pături — sedimentară, granitică și bazaltică. Din grosimea acesteia, prin cercetări directe, nu se cunosc decît 16—20 km.

Pătura sedimentară sau *stratisfera* este constituită din roci sedimentare și diferă ca grosime de la unitățile de orogen (15—20 km) la cele de platformă (cîțiva metri), ca și de la domeniul continental la cel oceanic. Densitatea ei este de 2,3. În domeniul oceanic stratisfera nu trece de 5 km grosime și ea nu este continuă.

Pătura granitică (sial) este formată din granite, la care se adaugă și gnaise. Ea lipsește în domeniul oceanic sau apare ca pătură subțire. Densitatea acesteia ajunge la 2,7.

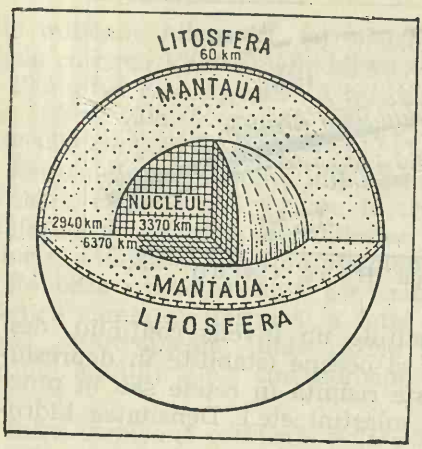


Fig. 5. Structura internă a Globului (scoarța, mantaua și nucleul).

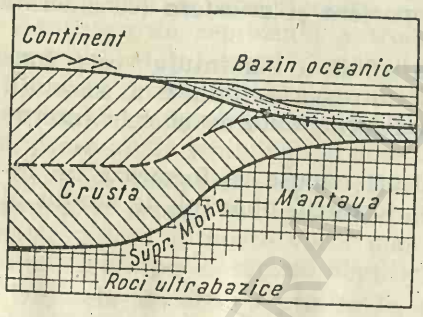


Fig. 6. Suprafața Moho și poziția ei sub continente și oceane (schematizată după A. N. Strahler).

Pătura bazaltică (sima) este constituită din materiale bazaltice, cu grosime de 10—20 km sub continente (în zonele cutate și pe platforme) și rar trece de 5 km în domeniul oceanic[1].

Grosimea scoarței (litosferei) a fost apreciată în mod diferit. Astfel, după E. Suess, ea este de numai 20 km, iar după V. M. Goldschmidt, ajunge la 1 200 km. Cei mai mulți cercetători iau însă drept limită inferioară a litosferei suprafața de discontinuitate a lui Mohorovičič sau, mai simplu, *suprafața Moho*, situată în medie la 60 km adîncime, unde s-a constatat, o creștere a vitezei undelor seismice lungi la trecerea spre interior (v. fig. 11).

Suprafața Moho se află sub continente la 60—70 km, iar sub oceane, la 5—10 km (fig. 6).

O altă împărțire a scoarței se poate face în raport cu compoziția geochimică, distingîndu-se două zone mai importante după M. Socolescu (1967) — zona de dezagregare și zona de metamorfism.

Zona de dezagregare (katamorfism) este caracterizată prin temperatură moderată și presiune redusă.

În partea superioară a acesteia au loc fenomenele de oxidare, hidratare și acțiunea bioxidului de carbon, specifice subzonei de oxidare, iar în partea inferioară, sub nivelul hidrostatic, denumită *subzona de cimentație*, se produc fenomene de cristalizare și recristalizare sub influența soluțiilor minerale, precum și fenomene de diageneză. Adîncimea subzonei de cimentație ajunge pînă unde apa se află în stare liberă, la circa 9 km.

Zona de metamorfism (anamorfism), partea ce se află sub 9 km pînă la 50—60 km, este caracterizată printr-o presiune litostatică mare și temperatură ridicată.

[1] Această grupare s-a făcut ținînd seama de *densitate*, de *nivelul la care se găsește în adîncime* și de *caracterul chimic*.

BCU IAȘI - FILIALA MATEMATICĂ

2) *Mantaua,* pirosfera sau învelişul de foc, reprezintă partea situată între 60 şi 2 940 km[1], constituită din nife-sima, cu densitate de 5,5 şi temperaturi de circa 2 000°C.

Aceasta constituie, după unii autori, *mantaua propriu-zisă,* care acoperă nucleul central.

3) *Nucleul,* barisfera, sau sîmburele, constituie partea grea a Pămîntului, formată din nichel şi fier (nife)[2], situată între 2 940 şi 6 370 km, unde temperatura depăşeşte 4 000°C, iar densitatea ajunge între 8 şi 11 (v. fig. 5).

Prima împărţire a interiorului globului a fost făcută de E. Suess, din care s-au folosit aici denumirile de sial, sima şi nife. Alte împărţiri aparţin lui V. M. Goldschmidt (litosfera, calcosfera şi siderosfera), R. N. Daly (perisfera, mezosfera şi centrosfera), V. I. Verdnaski (litosfera, magmosfera şi barisfera), care le fixează limite diferite.

Din toate acestea, prin simplificare, s-a ajuns la schema cu cele trei zone dispuse în ordinea densităţii — un element iniţial, nucleul central, care provine din regiunile siderale, acoperit de două învelişuri mai puţin dense, *mantaua* şi *scoarţa.* Ultima reprezintă partea solidă, care se află la baza continentelor şi depresiunilor oceanice.

Sub raport geomorfologic, scoarţa prezintă un interes deosebit prin cele două elemente componente — *sial* şi *sima* —, a căror diferenţiere se poate face pe baza anomaliilor gravimetrice şi a propagării undelor seismice.

Principalele anomalii negative corespund în principiu unei grosimi mari a rocilor uşoare (sial), iar cele pozitive, unui sial subţire sau inexistent, adică apropierii simei.

Pe baza vitezii de propagare a undelor seismice, aşa cum s-a mai arătat, se poate de asemenea preciza poziţia simei sau sialului. Cînd această viteză este mai mare în sima decît în sial, atunci sima este aproape de suprafaţă, aşa cum este cazul pe fundul marilor oceane.

III. Subdiviziunile scoarţei terestre. Tipuri principale

Datele geofizice şi geologice arată că scoarţa terestră este destul de eterogenă, atît pe orizontală cît şi pe verticală.

În prezent, cei mai mulţi cercetători admit, fără nici o îndoială, două tipuri ale scoarţei terestre:

1) *Tipul oceanic,* care corespunde părţilor adînci ale oceanelor şi se întinde pe teritoriul trasat de izobatele de 3 000—6 000 m, ce reprezintă 45% din suprafaţa Pămîntului (denumit şi platforma oceanică).

[1] Aici se află la 2 900 km, (socotită în general), *suprafaţa de discontinuitate* Gutenberg, stabilită pe baza undelor seismice primare (v. Fig. 11).

[2] Astăzi se consideră (în general), că acest nucleu este constituit dintr-o materie metalizată.

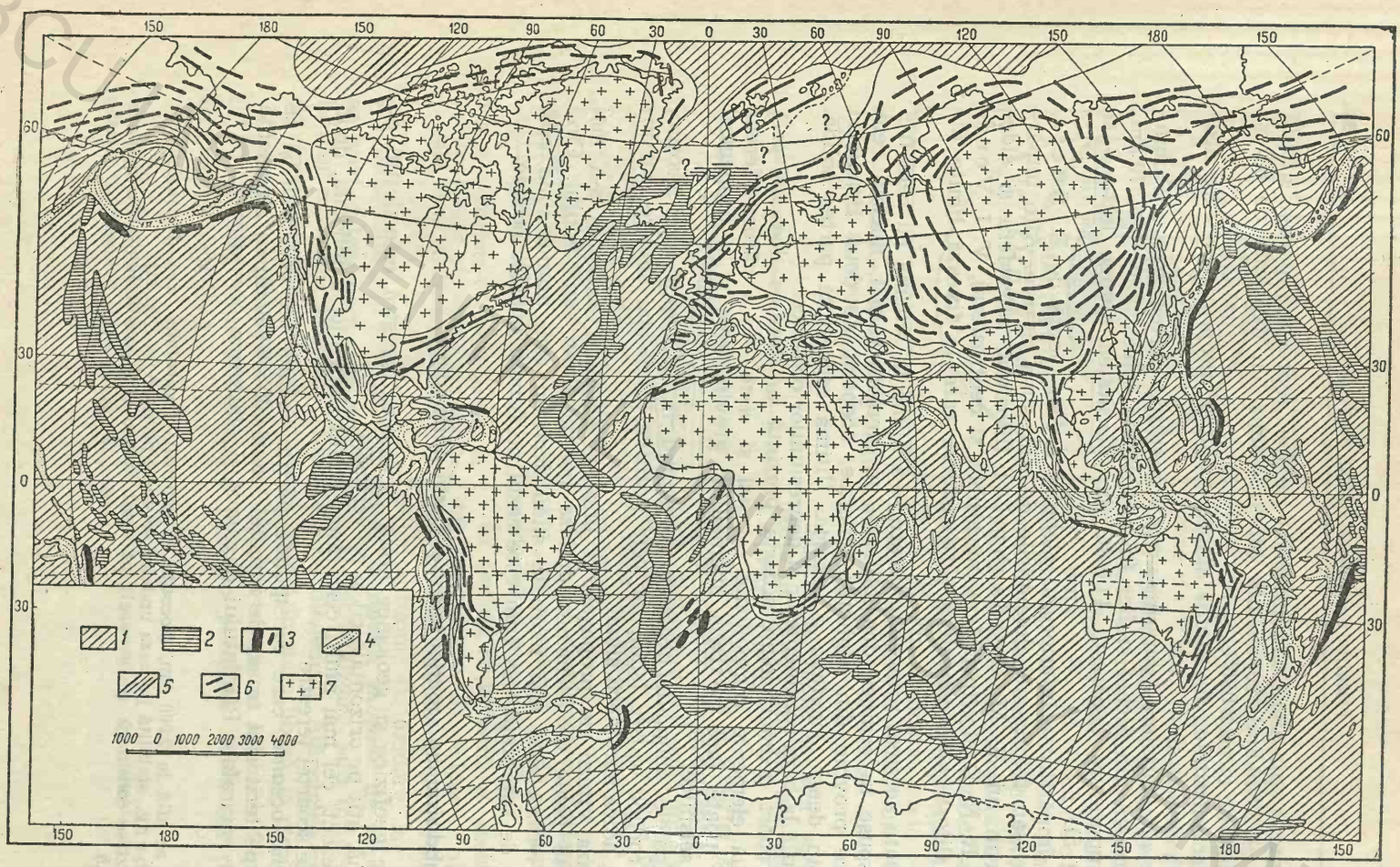


Fig. 7. Tipurile de scoarță terestră (după N. P. Vasilikovski):

Scoarța terestră în domeniul oceanic:
1 — ca înveliș bazaltic gros între 0—8 km; *2* — cu îngroșarea învelișului bazaltic, datorită curgerilor subcrustale; *3* — depresiuni — grabene în scoarța oceanică; *4* — ca înveliș granitic subțire.
Scoarța terestră în domeniul continental:
5 — în regiunile de cutare neozoică; *6* — în regiunile de platformă și cele de cutare paleozoică și mezozoică; *7* — în cuprinsul platformelor vechi cu caracter de scuturi. Scara hărții în km.

Acest tip se caracterizează prin faptul că rocile sedimentare și învelișul granitic fie că lipsesc, fie că au o grosime foarte redusă. Sub fundul oceanic se află un înveliș subțire de bazalt, a cărui grosime este în cele mai multe locuri sub 5 km (în general, grosimea învelișului bazaltic variază între 0 și 8 km).

În cuprinsul scoarței de tip oceanic se întîlnesc o serie de structuri, cum sînt *pragurile suboceanice* (porțiuni de îngroșare a învelișului bazaltic), *depresiunile* de tipul foselor și *arcurile insulare* (porțiuni granitice subțiri), așa cum se vede în figura 7. Tipul oceanic are un nivel mediu de circa 5 000 m sub 0 m.

2) *Tipul continental,* care cuprinde uscatul și șelful (circa 35% din suprafața Pămîntului), cu grosimea medie de 35 km, și care sub edificiile muntoase înalte ajunge la 60—70 km. Tipul continental este constituit din roci sedimentare, metamorfice și din granite, cu schimbări în raport de structurile tectonice majore — platformele și geosinclinalele.

Pe verticală, aceste tipuri de scoarță terestră corespund cu *învelișul de sial* și *învelișul de sima.*

Cele mai edificatoare date asupra diferenței de constituție dintre tipurile amintite — *oceanic* și *continental*[1] — ni le oferă anomaliile forței de gravitație, calculate după *reducția Bouguer,* care exprimă abaterile densității medii și învelișului periferic al Pămîntului de la o anumită valoare medie (P. N. Kropotkin, 1959).

În concluzie, se impune să subliniem că toate aceste probleme de structură internă a globului sînt în strînsă legătură cu cele de pe suprafața litosferei. cu relieful major al acesteia (continente, depresiuni oceanice, munți, cîmpii etc.) și a cărui înțelegere de ansamblu, nu se poate lipsi de ele în viitor.

E. PROPRIETĂȚIILE GEOFIZICE INTERNE

Pămîntul prezintă o serie de proprietăți fizice a căror cunoaștere este importantă atît sub raport geomorfologic cît și geologic. Iată pe scurt caracterele acestor proprietăți:

Densitatea reprezintă raportul dintre masă și volum. Pe baza cunoașterii ei s-au putut trage unele concluzii asupra părții interne a globului terestru. Ea se poate măsura cu ajutorul firului de plumb, pendulei, balanței de torsiune etc.

Încă de la Newton s-a ajuns la concluzia că densitatea medie a Pămîntului are valori între 5 și 6, iar astăzi se știe în mod mai precis că ea este de 5,12.

[1] La aceste două tipuri de bază, unii cercetători adaugă și *tipul de tranziție,* ce ocupă 20% din suprafața Pămîntului și care pe verticală corespunde cu trecerea de la sial la sima.

Tot ca un fapt bine stabilit este și concluzia că *densitatea Pămîntului crește de la exterior,* dinspre litosferă (unde are 2,7) *către interior, spre nucleu* (unde are 11), ca urmare a schimbării presiunii, compoziției chimice etc. Cu alte cuvinte, începînd de la suprafață spre interior, Pămîntul este constituit din materii din ce în ce mai grele, fapt confirmat prin cercetări geofizice (seismologice, gravimetrice etc.). Cunoașterea densității terestre este foarte importantă în stabilirea structurii interioare a globului terestru, așa cum se va vedea mai departe.

Presiunea internă a Pămîntului (presiunea litostatică)[1] prezintă același specific, crescînd cu adîncimea din cauza greutății coloanei litostatice.

Din datele existente, presiunea internă (redată în megabari)[2] crește de la 0,3 (cît are la 800 km adîncime) la 1,7 (la 3 200 km) și la 3,1 (la 6 370 km), ceea ce ne arată o valoare considerabilă și care se explică prin greutatea învelișurilor concentrice cu densități din ce în ce mai mari.

Această presiune mare face ca temperatura să crească însă mult mai încet în adîncime și să întrețină o stare de rigiditate foarte mare, indiferent de starea de agregare fizică (G. Cernea, 1954).

Căldura internă reprezintă a doua sursă termică a Pămîntului, prima fiind cea solară sau externă. Ea a fost constatată din izvoarele termale, lave, sondaje, tuneluri etc.

În legătură cu căldura internă este necesară precizarea noțiunilor de *gradient geotermic* și de *geoizoterme.*

Prin gradient (grad) *geotermic se înțelege treapta sau distanța pe verticală,* exprimată în metri, în care temperatura crește cu 1°C.

Valoarea treptei geotermice nu este fixă, ea variind între 27 și 45 m, iar ca medie s-a luat cifra de 33 m.

Cele mai mici valori ale treptei geotermice apar în regiunile vulcanice (7—12 m), iar cele mai mari (40—120 m) sînt în regiunile vechi, de șisturi cristaline. Alți factori care influențează valoarea gradientului geotermic sînt izvoarele termale, natura petrografică a rocilor, tectonica regiunii, procesele geochimice (prezența substanțelor radioactive care emană temperaturi înalte) etc.

Geoizotermele[3] sînt liniile care unesc punctele cu aceeași temperatură din interiorul scoarței terestre. Mersul acestora este diferit (mai uniforme în adîncime decît la suprafață; mai distanțate la poli decît la tropice; mai rare sub regiunile muntoase și mai dese în văi).

Pe baza gradientului geotermic (după care la fiecare 33 m temperatura crește cu 1°C) s-a putut stabili cu aproximație valoarea termică a părții centrale, așa cum se vede din tabelul 1 (după A.N. Strahler).

[1] Este vorba de presiunea pe verticală.
[2] Un megabar=987.000 atmosfere
[3] După alții izogeoterme.

Din analiza acestui tabel se vede caracterul neregulat al creşterii temperaturii interioare, şi anume o creştere mai accentuată între 30 şi 1 000 km (de la 500 la 1 700°), unde are loc apariţia unor importante

Tabelul 1

Distanţe, în km	Temperatura		
	°C	°F	°K
30	500	900	775
100	1 100	2 000	1 375
200	1 400	2 600	1 675
1 000	1 700	3 200	1 975
3 000	2 300	4 200	2 275
6 000	2 500	4 600	2 775

focare magmatice, după care, la marile adîncimi, creşterea este mult mai lentă (de la 1 700 la 2 700°), mai ales în barisferă, ca urmare a îmbogăţirii în fier şi în alte metale, precum şi datorită greutăţii (densităţii) rocilor. Pe baza acestor date se poate admite deductiv că, din cauza relaţiei dintre temperatură şi presiune, sub scoarţă este posibilă existenţa unor bazine fluide, locale, formate incidental, şi nu un înveliş fluid.

După cît se pare, Pămîntul a suferit în timpul evoluţiei lui o răcire treptată, fapt bănuit pe baza reducerii cantităţii de căldură radioactivă terestră în decursul istoriei lui, ca şi prin scăderea treptată a activităţii vulcanice în ultimii 400 000 000 de ani.

La adîncimea de 40—140 km se găseşte un strat *termoizolator* (cu conductibilitate termică minimă), care împiedică degajarea căldurii din zonele interioare ale globului terestru.

Datele geotermice prezintă o importanţă mare în legătură cu factorii energetici ai globului, cu fluxul de căldură internă.

Starea şi dezvoltarea actuală a Pămîntului reflectă în bună parte şi regimul termic, care este rezultat atît al condiţiilor cosmice exterioare, cît şi al celor interioare.

Sursa termică principală a Pămîntului o reprezintă însă *căldura externă*[1], pe care o primeşte fără întrerupere de la *Soare sub formă de radiaţie solară*. Aceasta constituie cauza principală a tuturor fenomenelor şi proceselor fizice şi biologice ce se produc la suprafaţa Pămîntului şi în atmosferă.

În raport cu cea internă, căldura externă este de 5 000 de ori mai mare. Ea este transformată în multe alte energii, fiind consumată în

[1] După *Climatologie şi agrometeorologie* (O. Berbecel şi O. Neacşa — 1966).

diversele procese de la suprafaţa Pămîntului şi din atmosferă în mod diferenţiat, în funcţie de proprietăţile fizice ale diferitelor complexe fizico-geografice.

În concluzie, repartiţia inegală a fluxului de energie radiantă primit de la Soare constituie cauza principală a deosebirilor climatice ale diferitelor regiuni de pe glob, baza geomorfologiei climatice.

Gravitaţia este proprietatea ce se exprimă prin forţa de atracţie pe care o exercită Pămîntul asupra tuturor corpurilor în cădere spre centrul lui sau cu care vine în contact.

Forţa cu care Pămîntul atrage un corp este numită *intensitatea gravitaţiei* sau *greutatea (G)* şi ea depinde de doi factori principali — *masa corpului (m)* şi *acceleraţia căderii* sau *acceleraţia gravitaţională (g)*: $G=m\times g$.

Faptul că toate corpurile cad spre Pămînt ne arată că acesta creează un cîmp gravitaţional, datorită căruia se produce forţa de atracţie, numită *forţa gravitaţională*[1].

Aceasta se măsoară cu pendulul, graviametrul static şi cu balanţa *Eötvös*.

Gravitaţia este o forţă variabilă atît pe orizontală cît şi pe verticală. Pe un glob sferic, omogen şi imobil, orice punct de pe suprafaţa lui ar trebui să aibă aceeaşi forţă de atracţie, deoarece distanţa din centru este aceeaşi.

Datorită turtirii Pămîntului la poli, precum şi din cauza rotirii lui, acceleraţia gravitaţională scade la suprafaţă de la poli la ecuator (9,85 m/s² la 80° latitudine; 9,80 m/s² la 50° latitudine şi 9,78 m/s² la ecuator).

Pe verticală, în interiorul Pămîntului, s-a constatat că gravitaţia creşte în adîncime pînă la 1 000 km (după unii specialişti) şi pînă la 2 900 km (după alţii), după care apoi scade. Acest lucru ne arată că nu există peste tot un raport direct între gravitaţie şi densitatea rocilor din interiorul Pămîntului. Acest raport este valabil numai pentru partea superioară şi mijlocie a globului (scoarţă şi manta), nucleul central avînd alte condiţii.

În general, se poate spune că *variaţia intensităţii gravitaţiei este invers proporţională cu distanţa pînă la centrul terestru şi direct proporţională cu densitatea rocilor scoarţei.*

Un alt factor de care trebuie să se ţină seama în stabilirea gravitaţiei terestre este *morfologia reliefului.*

Din observaţiile făcute s-a văzut că, la aceeaşi latitudine, acceleraţia gravitaţională este mai mare în regiunile depresionare, de cîmpie (unde masele mai grele din interior se găsesc mai aproape de suprafaţă), şi mai mică în regiunile muntoase (unde există mari îngrămădiri de roci mai uşoare, ca rezultat al deplasării lor din regiunile învecinate).

[1] Din cele expuse, s-a putut vedea că greutatea este o forţă gravitaţională.

Anomaliile gravimetrice reprezintă abateri de la valoarea normală a gravitației. Acestea pot fi *negative*, cînd forța gravitației măsurată (reală) într-o regiune oarecare este mai mică decît cea calculată, și *pozitive*, cînd este mai mare.

Din cercetările efectuate în multe regiuni ale globului s-a constatat că *anomaliile negative sînt specifice continentelor, iar anomaliile pozitive, bazinelor oceanice*, fapt ce rezultă din modul diferit de distribuție a învelișurilor de sial și de sima, așa cum este expus mai departe.

Pentru explicarea acestor anomalii gravitaționale s-a ajuns la *ipoteza echilibrului izostatic* sau mai simplu *ipoteza isostaziei*, adică orice încărcătură, de presiune a blocurilor continentale are drept consecință afundarea lor în sima (care se refulează și se ridică în cuprinsul oceanelor), iar o descărcare a blocurilor continentale are o influență inversă.

Anomaliile gravimetrice prezintă o importanță practică mare în legătură cu prospectarea diferitelor zăcăminte ale subsolului.

Aplicarea metodei de prospecțiune gravimetrică s-a făcut cu mult succes la noi în determinarea atît a structurilor petrolifere și gazeifere, cît și a zăcămintelor de sare.

Gravitația, prin forța ei caracteristică, constituie *motorul principal* care face să acționeze continuu și variat procesele de pantă, rîurile, gheții etc.

Fără ea nu se pot explica de asemenea mișcările tectonice ale scoarței terestre, formarea horsturilor, grabenelor, a cutelor și pînzelor gravitaționale etc.

Rezultatul cel mai important al cercetărilor gravimetrice este *stabilirea echilibrului izostatic* al unor mari sectoare din scoarța terestră, cu valori de sute de kilometri.

Datele gravimetrice se folosesc pentru studiul scoarței terestre, în legătură atît cu distribuția *orizontală* cît și cu cea *verticală* a maselor cu densități diferite.

În combinație cu metodele seismice, metoda gravimetrică a dus la determinarea grosimii și delimitării părții interne a scoarței Pămîntului, probleme de cea mai mare importanță științifică.

Magnetismul terestru este una din proprietățile cunoscute abia la sfîrșitul secolului al XVIII-lea și el constă în puterea Pămîntului de atracție și orientare a unui ac magnetic, suspendat liber.

Cu alte cuvinte, Pămîntul constituie un fel de *magnet uriaș*, care are doi poli — *polii magnetici*.

Aceștia nu coincid cu cei geografici, *polul nord magnetic* (negativ) este situat în regiunea arctică a Americii de Nord, la 71° latitudine nordică și 96° longitudine vestică, iar *cel sudic* (pozitiv) se află în Țara Victoria (Antarctida), la 75° latitudine sudică și 156° longitudine estică.

Necoincidența elementelor magnetice cu cele geografice este valabilă de asemenea pentru axa polilor magnetici și pentru ecuatorul magnetic (fig. 8).

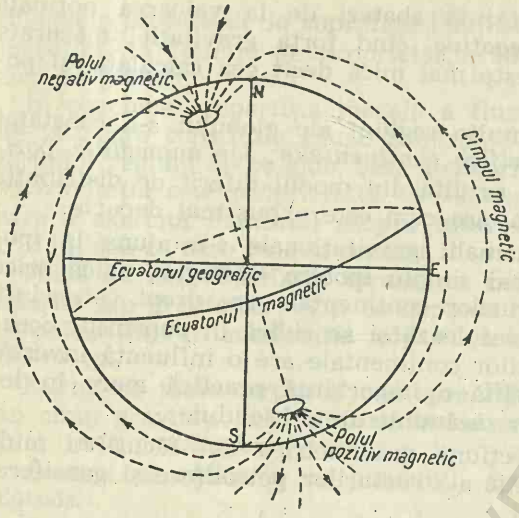


Fig. 8. Raportul dintre elementele magnetice și cele geografice.

Acest lucru este valabil și pentru meridianul magnetic, care reprezintă direcția pe care o ia acul magnetic, deoarece nici acesta nu corespunde cu meridianul geografic. În toate punctele unde se manifestă această forță geomagnetică se pot măsura următoarele elemente: *declinația, înclinația, componența orizontală* și chiar și *cea verticală*.

Declinația magnetică reprezintă unghiul pe care îl face, în plan orizontal, meridianul magnetic cu meridianul geografic, iar unghiul vertical pe care-l face acul magnetic cu orizontala locului, se numește *înclinația magnetică*.

Liniile care unesc localitățile cu aceeași declinație magnetică se numesc *izogone* (meridiane magnetice), cu aceeași înclinație — *izoclinale* și cu aceeași intensitate — *izodiname*.

Rezultatele tuturor măsurătorilor, obținute la o epocă dată, permit să se reprezinte starea magnetică generală a întregii suprafețe terestre (fig. 9).

Magnetismul terestru prezintă variații în timp și spațiu, datorită configurației generale a Pămîntului (continente și oceane), fracturilor, rocilor (în special celor eruptive-bazice), și de aceea izoliniile legate de magnetism (indicate mai sus) nu au decît un caracter temporar.

În timp au fost recunoscute mai multe feluri de variații: *seculare, sezoniere, diurne* și *accidentale* (legate mai ales de furtunile magnetice, care la rîndul lor au fost puse în legătură cu variațiile curenților telurici, aureolele boreale, cutremurele de pămînt etc.).

Raportul dintre fenomenele solare (fluxul de particule foarte ionizate) și cele magnetice rezultă foarte bine din paralelismul curbei variațiilor periodice.

Cîmpul magnetic creează în jurul Pămîntului un înveliș numit *magnetosferă*, ce constituie un fel de pătură protectoare, care ferește planeta noastră de furtunile sau fluxul solar.

Anomaliile geomagnetice reprezintă abateri ale elementelor magnetice față de valorile normale ale regiunilor învecinate, datorită prezenței zăcămintelor de fier (magnetită), fracturilor din adînc etc. Pe aceste anomalii se bazează *prospecțiunile geomagnetice* folosite de geofizică

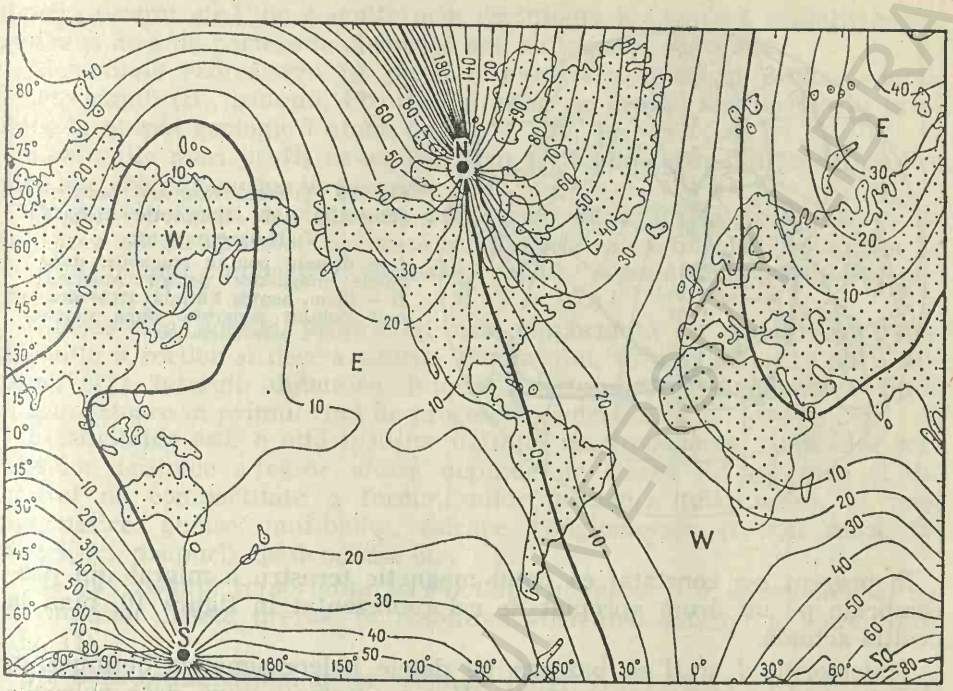


Fig. 9. Harta izogonică a globului. Declinația pentru 1955 este redată prin liniile izogonice pentru fiecare 10° (după A. N. Strahler).

pentru detectarea minereurilor de fier. Cele mai bune rezultate le dau aceste prospecțiuni în regiunile cu roci cristaline și eruptive. Ele au fost folosite și în alte cazuri, zăcăminte de cromite, roci sedimentare etc.

În afară de cîmpul geomagnetic actual, s-a stabilit și un *paleomagnetism* (adică un magnetism remanent), dovedit în roci de vîrste diferite. Între aceste două tipuri de magnetism terestru nu există o concordanță de suprapunere, ele fiind deosebite.

Această neconcordanță ne arată că, în perioadele geologice anterioare, direcția cîmpului geomagnetic (și deci poziția polilor magnetici sau a axului de rotație a Pămîntului) se deosebea de cea actuală.

Trebuie subliniată, de asemenea, excepționala importanță a *studiului proprietăților magnetice ale rocilor pentru geocronologie*, care se bazează, probabil, pe corelarea proprietăților magnetice ale formațiunilor geologice de aceeași vîrstă din diferite regiuni ale globului terestru.

Așa după cum se știe, cîmpul magnetic terestru a fost supus în decursul istoriei geologice unor modificări foarte complexe, ceea ce mărește foarte mult posibilitățile de folosire a datelor respective în probleme de geocronologie (V. V. Kocegura, 1961).

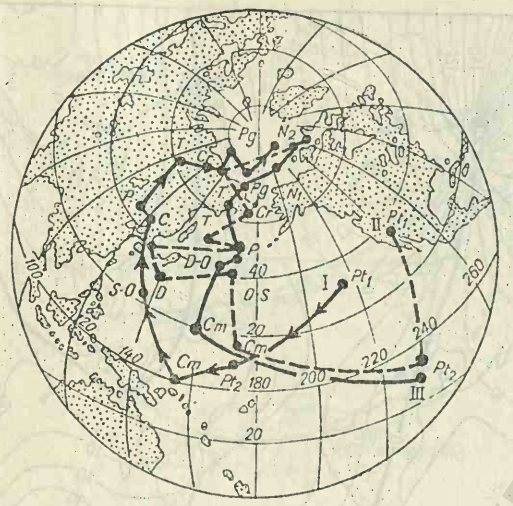


Fig. 10. Traseul migrării polului geografic și magnetic (după V. Kocegura):
I — drumul polului magnetic, după datele magnetice pentru America; *II* — idem, pentru Europa; *III* — drumul polului geografic după datele paleoclimatice.

În prezent s-a constatat că polul magnetic terestru a migrat din precambrian pe un drum apropiat de cel reprezentat în figura 10, pînă la poziția actuală.

Traiectoriile *I* și *II* se bazează pe datele paleomagnetice obținute în Europa și America, iar traiectoria *III* s-a construit după date paleoclimatice (în legătură cu recifii coralieri, sarea, gipsul etc.).

Pozițiile diferite ale traiectoriilor I și II, cu forme asemănătoare, se interpretează ca rezultat al migrării relative a continentelor Eurasiei și Americii, iar coincidența datelor paleomagnetice și paleoclimatice, absolut independente, nu este întîmplătoare. Ea trebuie pusă în legătură în primul rînd cu *rotația Pămîntului.*

Variațiile periodice ale polarității magnetice a Pămîntului în decursul istoriei geologice reprezintă un fapt de necontestat astăzi.

Electricitatea terestră a fost constatată de mult timp sub formă de curenți telurici și se datorește după toate probabilitățile unor mase minerale pe cale de alterare. Între acestea și partea nealterată se creează o *diferență de potențial electric* a cărui valoare este de circa 0,1 V/km și care în timpul furtunilor magnetice solare poate ajunge la 1 V/km și chiar mai mult.

Această diferență de potențial electric generează curenți foarte slabi, care se propagă pînă la suprafață, pe baza cărora s-au elaborat *metodele de prospecțiuni electrometrice,* întemeiate pe variațiile conductibilității Pămîntului și folosite în depistarea zăcămintelor de pirită, antracit, grafit, ape subterane etc.

Radioactivitatea este proprietatea pe care o au unele minerale sau elemente chimice din scoarța terestră, cu masă atomică mare (radiu,

thoriu, uraniu etc.), de a emite prin dezintegrare spontană radiații energetice și de a da naștere la elemente noi, cu însușiri deosebite.

Elementele radioactive își pierd o parte din masă și produc atomi foarte stabili (H_2, izotopii, Pb, H). Un atom de uraniu sau de thoriu produce în timpul geologic 7 atomi de He.

Cantitățile mari de H_2 se explică prin formarea lui în timpurile geologice sau chiar în perioada cosmică.

Progresele fizicii nucleare cu privire la determinarea izotopilor și la folosirea spectrografelor de masă au deschis calea folosirii cu succes și a altor izotopi radioactivi: *zirconiu, cobalt, potasiu-argon, rubidiu, cesiu, carbon (C 14)* etc.

Cunoașterea acestei proprietăți este importantă în stabilirea vîrstei absolute a rocilor și deci a istoriei Pămîntului, în explicarea căldurii interne și a întregii dinamice interne, dezintegrarea radioactivă fiind răspunzătoare în primul rînd de procesele geotectonice.

Elasticitatea este o altă însușire definită de propagarea vibrațiilor sau undelor seismice a căror viteză depinde de starea de agregare și de gradul de compactitate a formațiunilor geologice (mai mare, în roci magmatice, gnaise, amfibolite, calcare, conglomerate și mai mică, în pietrișuri, nisipuri), de densitate etc.

De aici rezultă *importanța seismicității globului și a seismometriei* ca un auxiliar foarte prețios în stabilirea structurii interne a Pămîntului (fig. 11).

Pe baza schimbării undelor seismice lungi, A. Mohorovičič a stabilit în 1909 grosimea scoarței terestre, o dată cu creșterea vitezei oscilațiilor de la 6,3 km/s la 8 km/s. Această limită seismică a fost denumită *suprafața de discontinuitate Mohorovičič*[1] și ea reprezintă baza inferioară a litosferei.

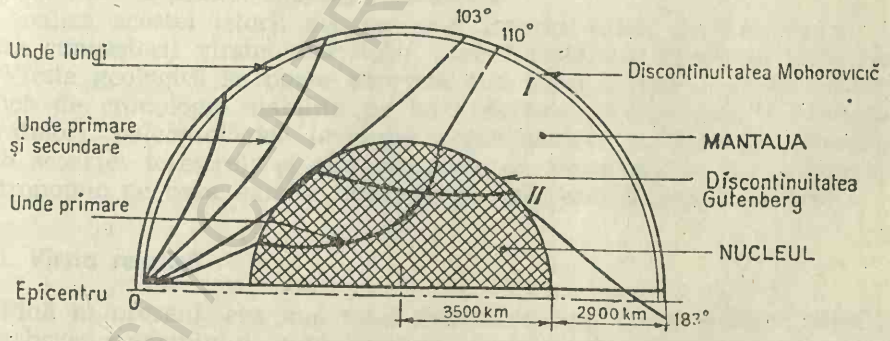


Fig. 11. Declanșarea undelor unui cutremur de pămînt în interiorul Globului și stabilirea discontinuităților, unde proprietățile se schimbă brusc (*I*, *II*), după A. de Cayeux.

[1] A doua limită seismică importantă este discontinuitatea Gutenberg, care separă mantaua de nucleu.

Studiul undelor seismice mai oferă în afară de aceasta și unele date cu privire la natura fizică a substratului, indicînd că sub scoarța terestră nu există o magmă lichidă și că globul terestru este solid pînă la nucleu, adică pînă la adîncimea de 2 940 km.

Din cele expuse pînă aici rezultă de asemenea *necesitatea aprofundării în viitor a problemelor legate de proprietățile interne ale Pămîntului,* fără de care nu pot fi înțelese problemele majore ale reliefului de ordinul I și II, ca și întreaga tectogeneză a scoarței terestre, în care teoriile orogenezii stau pe primul plan.

Cunoașterea problemelor de geofizică a devenit o necesitate de mult simțită și *în studiile de geomorfologie regională* atît în legătură cu tectonica fundamentului, cît și relieful fosil, în special *cu stabilirea criptopeneplenelor.*

Acestea nu sînt lipsite de importanță nici în legătură cu studiul mișcărilor neotectonice.

Dintre problemele de ordin general pe primul plan stă echilibrul crustei-*izostazia.*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul III

VÎRSTA ȘI EVOLUȚIA PĂMÎNTULUI (SCARA GEOCRONOLOGICĂ)

Din datele existente, vîrsta Pămîntului, ca planetă, este considerată, în general, ca fiind de 5×10^9 ani; vîrsta primei scoarțe solide a fost apreciată la $3{,}5 \times 10^9$ ani, iar a vieții la circa 2×10^9 ani (H. Rücklin, 1963).

După cei mai mulți cercetători (I. I. Potapov, 1963, V. A. Magnițki, I. V. Kalașnikova, 1963 și alții), în evoluția Pămîntului se pot distinge două mari etape: *cosmică* și *geologică*.

Etapa cosmică sau *pregeologică*, cu durata de circa 1,5—2 miliarde ani, este etapa în care Pămîntul era constituit dintr-o materie fluidă incandescentă, cu temperatura foarte mare, circa 4 000—5 000°C, și care prin răcire treptată a trecut de la faza gazoasă la cea lichidă, apoi la faza lichido-vîscoasă și vîscoasă. Din aceasta din urmă a luat naștere scoarța terestră, fapt care indică trecerea la etapa următoare.

Etapa geologică sau terestră propriu-zisă începe cu formarea primei scoarțe solide (cu cristalizarea mineralelor și a rocilor) și a cărei vîrstă este aproximativ de circa 3—3,5 miliarde ani.[1]

Istoria geologică a Pămîntului se referă în special la partea superioară a litosferei în care sînt formate bazinele oceanice și continentele sau în care se produc mișcările tectonice.

Analiza acestei istorii are ca scop fixarea scării geocronologice pe baza cunoașterii vîrstei diferitelor roci, formațiuni, epoci, perioade etc.

Vîrsta geologică se poate exprima sub două forme: — *una relativă*, adică de cronologie stabilită pe baza *datelor stratigrafice* (succesiunea stratelor), *paleontologice* (evoluția organismelor) și *tectonice* (deranjările scoarței terestre); și *alta absolută*, de raportare la scara timpului astronomic pe baza datelor obținute pe cale radioactivă (nucleară).

I. Vîrsta relativă

Pînă în prezent, cea mai mult folosită a fost vîrsta relativă stabilită pe baza principiului superpoziției stratelor, făcîndu-se uz de datele paleontologice (fosile caracteristice) și tectonice (discordanțele unghiulare) etc.

[1] Cifrele acestea, ca și cele de mai sus, variază de la un autor la altul, astfel că ele au mai mult un caracter informativ, general.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Stabilirea etajelor geologice s-a făcut pe baze strict paleontologice, în prezența fosilelor conducătoare, cum este, de exemplu, cazul amoniților pentru jurasic și cretacic.

Tectonica contribuie și ea la stabilirea diviziunilor geologice, fie prin *mișcările epirogenice* (care provoacă regresiunile și transgresiunile marine, ce alcătuiesc limitele diviziunilor în timp ale geologiei), fie prin *mișcările orogenice* (ce urmează în mod natural la sfîrșitul sedimentației în geosinclinale), ca repere importante în cronologia geologică.

1. **Diviziunile timpului geologic** (scara geocronologică). Istoria geologică a fost împărțită în diviziuni de mai multe ordine, dintre care cele mai mari sînt *erele*, după care urmează descrescînd *perioadele*, *epocele* și *vîrstele*, etajele (tabelul 2).

Acestora le corespund în spațiu grupele, sistemele, seriile și etajele. Erele sînt în număr de cinci, și anume: *arhaică* și *proterozoică* (care constituie precambrianul), *paleozoică*, *mezozoică* și *neozoică*, caracterizate, în linii generale, așa după cum urmează mai departe.

Precambrianul reprezintă partea cea mai lungă din istoria Pămîntului (circa 3 miliarde de ani) și se subdivide în două ere: *arhaică* și *proterozoică*.

Era arhaică (arheianul sau laurențianul) se caracterizează prin cele două faze specifice: *anhidră* (cu roci magmatice și o atmosferă încărcată cu vaporii diferitelor săruri) și *oceanică veche* (cînd se formează primul început al hidrosferei și primele roci sedimentare, care sub influența metamorfismului devin apoi roci cristaline — șisturi cristaline).

În acest timp s-au produs primele mișcări tangențiale — *cutările laurențiene* — și au apărut, după cît se pare, primele urme de viață.

Era proterozoică (eozoicul) se caracterizează prin apariția unor urme sigure de viețuitoare, diferențiate deja în plante și animale, fiecare dezvoltate în mai multe grupe (alge, foraminifere, viermi, brahiopode, trilobiți etc.). Dintre roci, pe primul loc stau cele sedimentare, dar nu au lipsit nici rocile magmatice (granitul de Rapakiwi) și metamorfice, întîlnite la baza primelor scuturi continentale ale globului terestru.[1]

Formațiunile algonkiene au fost puternic cutate de *orogeneza huroniană*, așa cum rezultă din observațiile făcute în Canada, nordul Scoției și Scandinaviei.

În concluzie, precambrianul reprezintă timpul cînd s-au pus bazele scheletului orografic al reliefului terestru, prin *formarea marilor scuturi continentale* (v. fig. 7, punctul 7) și cînd s-a dezvoltat prima glaciație a Pămîntului.

Clima, destul de neuniformă, s-a caracterizat după unii specialiști printr-o alternanță de zone calde și reci.

Grosimea relativă a formațiunilor precambriene a fost apreciată la circa 24 000 m, predominante fiind cele sedimentare, parțial metamorfozate.

[1] Din acest timp datează prima glaciație a globului.

Era paleozoică sau simplu paleozoicul reprezintă timpul de circa 345 000 000 de ani, în care vieţuitoarele s-au dezvoltat mult, predominante fiind nevertebratele marine, peştii şi amfibiile.

Ea se împarte în cinci perioade: *cambriană, siluriană, devoniană, carboniferă* şi *permiană.*

Brahiopodele, trilobiţii, graptoliţii, goniotiţii, pteridofitele şi altele au constituit elementele conducătoare în diferite perioade ale paleozoicului.

Formaţiunile paleozoice au atins grosimi foarte mari (circa 30 000 m) şi sînt reprezentate mai ales prin conglomerate, gresii, calcare, calcare dolomitice, cărbuni, şisturi argiloase, cu multe fosile, care au fost apoi metamorfozate în bună parte, precum şi prin variate roci magmatice (granite, granodiorite, gabbrouri, porfire, porfirite etc.).

Sub raport tectonic, paleozoicul a reprezentat o eră foarte zbuciumată, caracterizată printr-un vulcanism accentuat şi prin două faze orogenice foarte importante: *orogeneza caledonică,* efectuată la începutul paleozoicului, în silurian-devonian prin care au luat naştere Munţii Scandinaviei şi *orogeneza hercinică,* care a generat Masivul Cornwall, Masivul Central Francez, munţii Vosgi, Pădurea Neagră, Harz, Lysa Gora, Dobrogei de NV, Ural (din Europa), precum şi din alte părţi ale globului — Appalaşi, Cordiliera australiană etc.

Clima a fost, în general, caldă, aşa cum rezultă din extinderea mare a coralilor, cu excepţia răcirii din permian, cînd pe continentul sudic Gondwana s-a dezvoltat a doua glaciaţie a Pămîntului, confirmată de prezenţa depozitelor de *tillite* (morene întărite, cu bolovani glaciari), din Africa sudică.

La sfîrşitul paleozoicului, imaginea paleogeografică a feţei Pămîntului era destul de simplă — două continente în emisfera nordică (continentul Nord-Atlantic şi continentul Sino-Siberian) şi unul în emisfera sudică (continental Gondwana).

Era mezozoică sau simplu *mezozoicul* reprezintă timpul de circa 155 000 000 de ani dintre paleozoic şi neozoic, caracterizat prin predominarea *reptilelor, a amoniţilor* şi *belemniţilor.*

Mezozoicul se împarte în trei perioade: *triasică, jurasică* şi *cretacică* (ultima perioadă reprezentînd mai mult de jumătate din întreaga eră). Aceasta a început cu dezvoltarea amoniţilor propriu-zişi şi s-a terminat cu dispariţia acestora, a belemniţilor şi a reptilelor. În acest timp apar şi primele angiosperme.

Formaţiunile mezozoice, în grosime destul de mare (6 000 m), sînt constituite din calcare, dolomite, gresii, şisturi argiloase, conglomerate, marne, gresii calcaroase, calcare coraligene etc. Sub raport tectonic, mezozoicul se caracterizează prin trei faze orogenice mai importante: *kimerică* (în triasic), *austrică* (în cretacicul mediul) şi *laramică* (în cretacicul superior), prin care s-au format noi lanţuri muntoase alături de cele paleozoice şi a început schiţarea lanţului alpin (fazele kimerică şi austriacă) şi a cordilierelor americane.

Era	Perioada	Epoca	Etajul	Începutul și sfîrșitul (în mil. ani)	Durata aprox. (în mil. ani)		Cicluri, faze orogenice	Caracterele paleontologice	Gros. relativă
NEOZOIC	Cuaternar	—	holocen		1—2	↑ 60		Animale și plante actuale: mamutul, ursul cavernelor; omul paleo și neolitic	200 m
			pleistocen				pasadenă		
	Neogen	pliocen	levantin dacian ponțian meoțian	1—10	9		valahă rodanică		
		miocen	sarmațian tortonian helvețian burdigalian acvitanian	10—25	15		attică stirică		
	Paleogen	oligocen	chattian rupelian lattorfian	25—40	15		savică	clasa mamiferelor	4 000 m
		eocen	lutețian ledian indian	40—60	20				
		paleocen	ypressian londonian monțian	60—70	10		pireneică		
MEZOZOIC	Cretacic	cretacic sup.	danian senonian	70—140	70	↑ 135	laramică		6 000 m
		cretacic med.	turonian cenomanian albian						
		cretacic inf.	apțian barremian hauterivian valanginian berriassian				austrică		
	Jurasic	jurasic sup.	portlandian kimmeridgian				kim. nouă	clasa reptilelor și amoniților	
		jurasic med. (dogger)	bathonian bajocian	140—185	45				
		jurasic inf. (liasic)	aalenian rhetian				kim. veche		
	Triasic	triasic sup. triasic med. triasic inf.	norian carnian ladinian anisian werfenian	185—225	40	↓			
PALEOZOIC	Permian	p. superior p. inferior	facies marin kazanian kungurian artinskian	225—270	45	↑ 345	hercinic	clasa peștilor și trilobiților	30 000 m
	Carbonifer	c. superior c. mediu c. inferior	uralian moscovian dinanțian	270—320	50				
	Devonian	d. superior d. mediu d. inferior	famenian frasnian givetian eifelian coblențian gedinian downtonian	320—400	80				
	Silurian	gothlandian ordovician	ludlovian wenlockian valențian caradocian elamoelian tremadocian	400—480	80		caledonic		
	Cambrian	postdamian acadian georgian	— — —	480—570	90	↓			
PRECAMB. PROTEROZOIC (EOZOIC)	Algonkian	—	—	570—2900	1 330		huronian	urme de viețuitoare diferențiate	24 000 m
PRECAMB. ARHAIC (AZOIC)		—		2900—3500	1 600		laurențian	urme slabe de viețuitoare	
ETAPA PREGEOLOGICĂ				3500—5000	1 500			vîrstă planetară-timpul cel mai vechi al Pămîntului	

după G. Macovei, I. Dumitrescu, N. Katterfeld, L. Moret și alții.

BCU IAȘI CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

Imaginile paleogeografice sînt acum altele datorită schimbărilor mari ce au avut loc în raportul dintre uscat și mare. Astfel, în triasic se disting numai două paleocontinente — unul nordic, *Laurasia*, și altul sudic, *Gondwana*.

În jurasic se ajunge la o fărîmițare accentuată a marilor continente precedente, în peste cinci blocuri în nord și trei în sud.

La sfîrșitul mezozoicului (în cretacicul superior), în emisfera sudică predomina apa marină, iar uscatul era reprezentat prin mici blocuri (în Brazilia, Africa, Madagascar, India și Australia), care au constituit nucleul viitoarelor continente sudice.

Clima a fost, în general, caldă, așa cum rezultă din dezvoltarea mare a calcarelor coraligene.

Era neozoică (kainozoică) cuprinde ultima parte din istoria Pămîntului, urmele de viață cele mai noi, în care au predominat *mamiferele* și *foraminiferele* (numuliți), *lamellibranhiatele* și *gasteropodele*. Neozoicul a durat circa 70 000 000 de ani și se împarte în trei perioade: *paleogenă, neogenă* și *antropogenă* (cuaternară).

În paleogen au fost caracteristici *numuliții, în neogen* un *rol preponderent* l-au avut mamiferele de uscat (proboscidienii), care au ajuns la dimensiuni mari, iar *în antropogen* apare *omul* și s-a dezvoltat cea mai mare *glaciație* din istoria Pămîntului, ale cărei resturi se mai păstrează încă și astăzi în Antarctica, Groenlanda și Arctica.

Formațiunile neozoice ocupă întinderi mari, ajungînd la grosimi de circa 4 000 m. Acestea sînt constituite din argile, marne, gresii, calcare, nisipuri, pietrișuri, gresii conglomerate, tufuri vulcanice etc.

Sub raport tectonic, în neozoic are loc *orogeneza alpină*, care dă naștere celor mai mari lanțuri muntoase de pe glob (lanțul alpino-himalaian și lanțul Cordilierelor americane), prin mai multe faze (pireneică, savică, stirică, attică, rodanică, valahă și pasadenă).

Vulcanismul s-a desfășurat pe suprafețe mari și cu intensități deosebite, mai ales în cuprinsul zonelor orogenice alpine și a lanțurilor din jurul Oceanului Pacific. Cel mai întins lanț vulcanic neozoic din Europa se află pe teritoriul țării noastre.

Imaginea paleogeografică din paleogen a fost puțin diferită de cea din cretacicul superior, în sensul că cele trei continente nordice s-au conturat mai bine prin brațele marine ce le separau, iar în emisfera sudică, nucleele vechi se extind și întregesc mai bine înfățișarea Americii de Sud, Africii și Australiei.

În neogen, se ajunge, prin extinderea mare a uscatului în cele două emisfere, la o imagine foarte apropiată de cea actuală. Acum s-au conturat bine cele două mari blocuri de uscat: euro-afro-asiatic și american, ca și cele trei oceane — Pacific, Indian și Atlantic (fig. 12).

Antropogenul (cuaternarul) a durat circa 1—2 000 000 de ani[1] și reprezintă ultima perioadă din istoria Pămîntului, care, deși mult mai

[1] Apariția celui mai vechi strămoș al omului este socotită ca fiind de 1 700 00 ani.

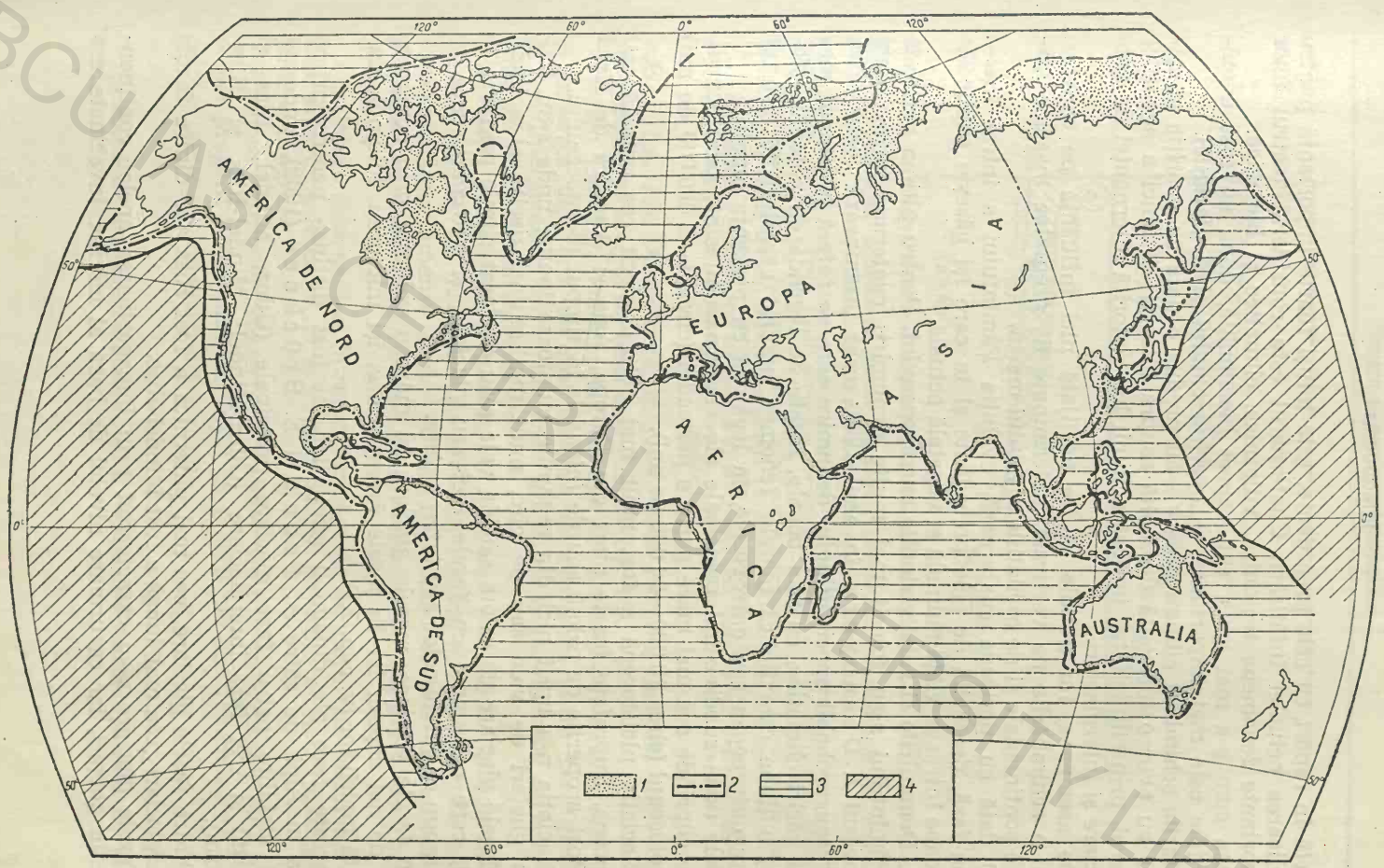


Fig. 12. Situaţia paleogeografică a suprafeţei Pămîntului la sfîrşitul pliocenului (după N. M. Strahov):
1 — platforma continentală (şelful); *2* — limita ţărmului; *3* — oceane pe înveliş sialic; *4* — oceane pe înveliş simatic.

BCU ARHIVA CENTRALĂ UNIVERSITY LIBRARY

scurtă în raport cu cele precedente, este totuşi foarte importantă pentru explicarea actualei înfăţişări. Cuaternarul este considerat teatrul unor importante fenomene tectonice, vulcanice, climatice şi biologice.

Aşa cum s-a mai spus, sub raport bioclimatic, două au fost evenimentele cele mai importante — *apariţia omului* şi a *glaciaţiei.*

Marile schimbări climatice care s-au produs o dată cu apariţia gheţarilor au avut o influenţă deosebită asupra întregii dinamici a agenţilor externi, prin ritmicitatea impusă acţiunii lor, datorită alternanţei de faze glaciare şi interglaciare.

De asemenea, nu trebuie să fie neglijată nici influenţa pe care au avut-o schimbările pe verticală, determinate de greutatea maselor glaciare continentale şi de oscilaţiile nivelului marin.

O dată cu perioada cuaternară, evoluţia Pămîntului a intrat într-o nouă fază, deosebită de cele precedente şi în care îşi găseşte explicaţia aproape întreaga viaţă animală şi vegetală actuală.

2. **Denumirile şi subdiviziunile antropogenului.** Pentru ultima perioadă a Pămîntului s-au folosit mai multe denumiri: *cuaternar* (prima dată francezul I. Desnoyers, în anul 1829), care însemnează „cele patru ere" sau probabil epoci; *diluviu,* denumire care se referă la timpul marilor răciri climatice, cu ploi bogate, legate de legenda cu potopul; *glaciar,* noţiune care indică marele fenomen natural caracteristic acestui timp; *antropogen* sau *antropozoic,* în legătură cu prezenţa omului.

Cele două subdiviziuni principale ale cuaternarului sînt: *pleistocenul,* care cuprinde cea mai mare parte a perioadei (circa 1—2 000 000 de ani) şi *holocenul* (circa 10 000—20 000 de ani).

Glaciaţia pleistocenă a fost mult mai extinsă decît cea actuală sau holocenă. Suprafeţe foarte mari din Europa, Asia şi America de Nord au fost acoperite de calotă sau de *inlandsis* în timpul pleistocenului.

Glaciaţia n-a lipsit nici din regiunile muntoase înalte, unde s-au format gheţari de vale sau de circ, mult mai extinşi decît cei actuali.

Masele glaciare de calotă sau de vale s-au deplasat ritmic prin *înaintări,* care corespund cu *fazele reci* sau *glaciare,* şi *retrageri,* care se suprapun cu *fazele calde* sau *interglaciare.*

În fazele glaciare, masele glaciare îşi măreau volumul prin acumularea de noi zăpezi, iar în *fazele interglaciare,* îşi micşorau volumul, datorită topirii lor (v. cap. XI).

Aceste faze ale dinamicii gheţarilor au fost distinse pentru prima oară în Alpi, de către A. Penck şi E. Brückner (1909), unde au fost stabilite patru faze glaciare principale (Günz, Mindel, Riss şi Würm) şi trei faze interglaciare (Günz-Mindel; Mindel-Riss şi Riss-Würm).

Dintre fazele glaciare, cea mai puternică a fost Riss, iar dintre fazele interglaciare, cea mai lungă a fost Mindel-Riss.

Fazele glaciare s-au caracterizat prin înmagazinarea apelor continentale în gheţari, iar ca urmare nivelul de bază al mărilor învecinate era

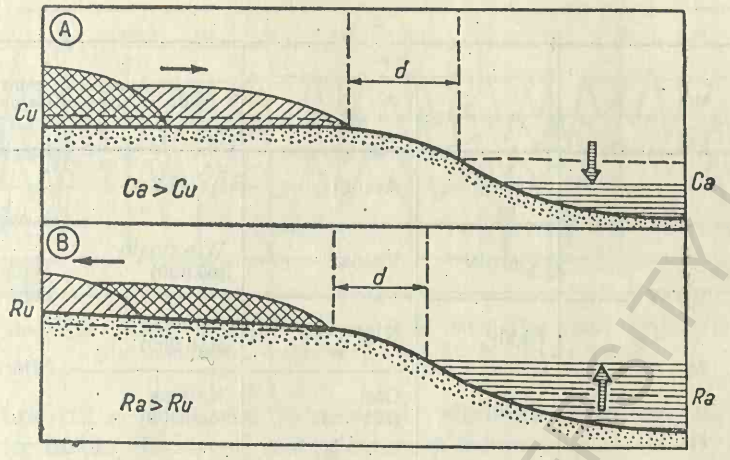


Fig. 13. *Raportul schematic dintre mişcarea gheţarilor continentali de calotă şi schimbările nivelului marin (glacio-eustatice):*

A — faza glaciară — înaintarea masei de gheaţă. Ca urmare se produce coborîrea nivelului marin care este mai mare decît coborîrea uscatului pe care are loc înaintarea gheţarului (*Ca* > *Cu*); *Ca* — coborîrea apei; *Cu* — coborîrea uscatului.

B — faza interglaciară — retragerea masei de gheaţă. Ca urmare, nivelul marin creşte, dar mai mult decît se ridică uscatul eliberat de gheaţă (*Ra* > *Ru*); *Ra* — ridicarea apei şi *Ru* — ridicarea uscatului; *d* — distanţa dintre masa de gheaţă şi nivelul mării de care depind în bună măsură raporturile indicate. Cu cît această distanţă este mai mare, cu atît influenţa gheţarului este mai mică şi invers. Linia întreruptă arată poziţia iniţială a uscatului şi a mării în fazele respective.

scăzut (fig. 13). Dimpotrivă, în *fazele interglaciare,* datorită topirii maselor glaciare, nivelul de bază este ridicat (fig. 13).

Pentru glaciaţia continentală cu marile inlandsis-uri din Europa, Asia şi America de Nord, au fost distinse de asemenea patru faze glaciare şi trei interglaciare principale, care au putut fi paralelizate cu cele din Alpi, devenite clasice (tabelul 3).

Glaciaţia cuaternară şi geneza ei. Aşa cum s-a văzut din expunerea de mai înainte, cel mai grandios fenomen natural al cuaternarului a fost formarea unor imense mase de gheaţă, cunoscut sub denumirea de *glaciaţie*[1], care a depăşit cu mult pe cele mai vechi, din proterozoic şi paleozoic.

Glaciaţia cuaternară a întrecut fenomenele similare mai vechi nu numai prin întinderea ei, ci şi prin urmările de ordin climatic, biologic şi morfohidrografic.

Formarea glaciaţiei cuaternare trebuie socotită ca fenomen lent, care a fost pregătit timp mai îndelungat de o serie de alte fenomene astronomice şi geologice de ordin general.

[1] Procesul de acoperire cu gheaţă a unei regiuni este denumit *glaciere,* iar inversul lui — *deglaciere.*

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 3

Alpi	Europa		America de Nord (cifrele indică vîrsta absolută)
	de mijloc	de est	
Actual	Actual	Actual	Actual
			Sangamon
Würm	Vistula	Valdai	Wisconsin (60 000)
R - W			Yarmouth
Riss	Saale	Nipru	Illinois (115 000)
M - R			Aftonian
Mindel	Elster	Oka (Litvin)	Kansas (400 000)
G - M			
Günz	Elba		Nebraska (1 000 000)

Pînă în prezent, în explicarea formării glaciaţiei cuaternare, ca fenomen planetar, s-au urmărit mai mult cauzele directe ale ei şi nu schimbările întregului mediu geografic.

Astfel au fost invocate atît cauze *astronomice* (schimbarea axei polilor, a vitezei de rotaţie a Pămîntului, a cantităţii de căldură solară etc.), cît şi cauze *geologo-geografice* (schimbarea compoziţiei gazelor din atmosferă, a reliefului terestru, ca urmare a mişcărilor tectonice, a configuraţiei continentelor şi oceanelor, a curenţilor oceanici etc.) sau *cosmice* (modificarea căldurii solare primită de Pămînt, ca urmare a trecerii acestuia printr-un nor cosmic sau ca o consecinţă a unor întinse pete solare). Fiecare din aceste cauze au format obiectul unor ipoteze de lucru.

Analizate în ansamblu, ele prezintă o serie de elemente pozitive, dar fără să ducă la cea mai completă explicaţie genetică, de aceea socotim că rezultatele cele mai bune se vor obţine în viitor numai din analiza întregului complex de date astronomice, geofizice, geologice, geografice etc.

În cele ce urmează ne referim la cîteva din rezultatele mai importante, ţinînd seama mai ales de *ipoteza astronomică* a lui M. Milankovič (1924), concretizată în *curba radiaţiei solare,* calculată, pentru paralelele de 55°, 60° şi 65° (fig. 14)[1].

După autorul amintit, cauzele care influenţează cantitatea de căldură solară sînt: *schimbarea oblicităţii eclipticei, migrarea periheliului* şi *schimbarea periodică a excentricităţii drumului planetei.*

[1] Cunoscută sub denumirea de *curba lui Milankovič.*

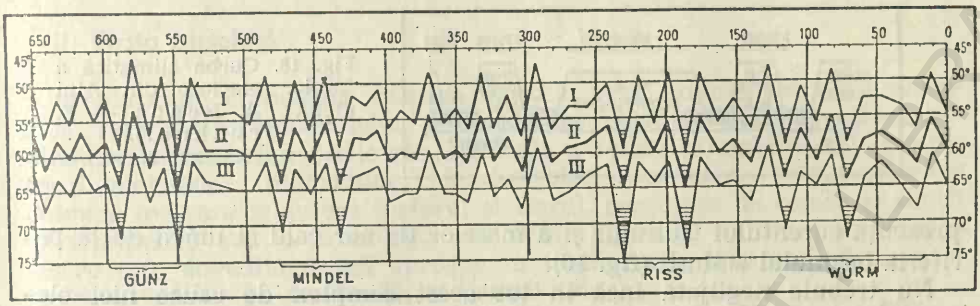


Fig. 14. Radiaţia solară în lunile de vară în latitudini mari (55—65°) în timpul pleistocenului, după curba lui M. Milancovič.

Din raportul ce s-a creat între aceste elemente astronomice au putut fi stabilite fazele glaciare şi interglaciare pleistocene.

Fazele glaciare corespund cu o excentricitate mai mare, unită cu o coincidenţă a afeliului cu iarna şi cu o oblicitate maximală a eclipticei, ceea ce condiţionează *un minimum* de căldură solară pe Pămînt.

Fazele interglaciare dimpotrivă corespund cu o excentricitate mai mică, unită cu o coincidenţă a afeliului vara şi cu o oblicitate minimală a eclipticei, care are ca urmare *un maximum de căldură pe Pămînt.*

În curba lui M. Milancovič şi-a găsit confirmarea schema geocronologică a glaciaţiei alpine a lui A. Penck şi E. Brückner (1909) cu cele patru subdiviziuni de bază (Günz, Mindel, Riss şi Würm), aşa cum se vede în figura 15.

Interpretarea radiaţiei solare în explicarea glaciaţiilor s-a făcut diferit, în sensul că A. Penck şi E. Brückner (1909) pun accentul pe scăderea temperaturii (cantitatea de precipitaţii rămînînd aceeaşi), în timp ce G. Simpson (1934, 1959), dimpotrivă, accentuează asupra creşterii temperaturii la suprafaţa Pămîntului, de care este legată intensificarea precipitaţiilor solide şi a nebulozităţii.

Ambele explicaţii îşi găsesc o aplicare regională pe suprafaţa Pămîntului, *prima,* pentru regiunile alpine şi arctice, iar *a doua,* pentru Antarctica, Siberia de Vest şi Canada.

Cauza principală rămîne însă răcirea iniţială a climei. Analizînd locul unde se formează gheţarii mari, L. B. Ruhin (1958), consideră că aceştia sînt un produs al climei marine, care condiţionează o mare cantitate de precipitaţii în legătură cu intensificarea activităţii frontale a atmosferei.

L. B. Ruhin (1958) mai explică acest fapt printr-o serie de cauze locale, cum sînt: izolarea bazinului circumpolar prin catena Thomson,

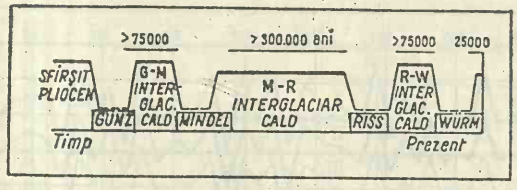


Fig. 15. Curba climatică a fazelor glaciare din Alpi (după A. Penck — E. Brückner).

prezența curentului Golfului și a maselor de aer cald și umed de la periferia bazinului amintit (fig. 16).

Nu trebuie neglijată însă în tot acest complex de cauze nici elementele de ordin general, astronomic, ca schimbarea poziției axei de rotație la sfîrșitul neozoicului, cînd polii s-au deplasat cu 40—50° spre poziția lor actuală, lucru confirmat de observațiile paleomagnetice (Polul Nord a ajuns astfel într-un bazin izolat de Oceanul Atlantic prin pragul nord-atlantic — pragul Thomson).

În concluzie, prezența Polului Nord într-un bazin marin izolat, cum este bazinul arctic circumpolar, a dus la transformarea lui într-un *puternic frigorifer,* în jurul căruia s-a produs acumularea unor mari cantități de gheață, chiar în cazul unui acces de mase de aer cald și umed (L. B. Ruhin, 1958).

Privită în ansamblu, geneza glaciației cuaternare n-a fost rezolvată definitiv pînă în prezent și ea se află încă în stadiul unor ipoteze de lucru. Rezultatele obținute prin metodele radioactive asupra vîrstei absolute a diferitelor roci vor aduce noi precizări cu privire la această problemă complexă — *geneza glaciației cuaternare* — importantă pentru întreaga planetă prin cauzele și consecințele ei bioclimatice de ordin general, ca și din punct de vedere glacio-eustatic și glacio-isostatic.

Fig. 16. Schema paleogeografică a epocii glaciației pleistocene din emisfera nordică (după L. B. Ruhin):

1 — centrele glaciațiilor și sensul mișcării gheții în aceste centre; *2* — regiunile cu glaciație montană din America de Nord și Asia de NE; *3* — curentul Golfului; *4* — curentul Kuro Șivo; *5* — bazinul circumpolar izolat; *6* — pragul lui Thomson.

II. Vîrsta absolută

În afară de cronologia relativă expusă, care indică ordinea succesivă, raporturile fenomenelor şi durata lor relativă, după grosimea sedimentelor, resturilor fosile etc., geologia a reuşit să stabilească, cu ajutorul metodelor *radioactive, dendrologice, varvelor, transformărilor chimice* (pe care le suferă fosforul şi florul, conţinute de oasele şi dinţii vertebratelor) etc. o *cronologie absolută.* Prezenţa substanţelor radioactive este dovedită astăzi aproape în toate rocile litosferei, în special în cele eruptive (v. p. 44—45, radioactivitatea).

Dintre metodele radioactive, citäm cîteva, după L. Moret (1950) şi M. Socolescu (1967).

Metoda heliului constă în analizarea cantităţii de uraniu împreună cu echivalentul de thoriu şi heliu din rocile respective. Raportul cantitativ de heliu faţă de uraniu va indica vîrsta în ani înmulţită cu o constantă de dezagregare.

Metoda aureolelor pleocroice constă în determinarea procentajelor de zirconiu radioactiv din mică şi care la rîndul lui este generator de heliu.

Metoda radiocarbonului se foloseşte pentru vîrste mici (circa 10 000—20 000 de ani), prin stabilirea raportului dintre izotopul radiocarbon C^6_{14} (provenit din azotul din atmosferă) şi izotopul carbon normal C^6_{12} (din bioxidul de carbon), care se află în ţesuturile plantelor şi animalelor.

Prin pierderea radiocarbonului, după legea dezintegrării, se poate determina vîrsta cînd a fost fixat carbonul în ţesuturi.

După rezultatele obţinute pe baza metodelor radioactive (M. Socolescu — 1967) se consideră că vîrsta Pămîntului ar fi de circa 3 miliarde ani (după alte date 4,5 miliarde ani) şi cele mai vechi roci, de 2,10 miliarde de ani. *Paleozoicul* a început acum 570 milioane de ani, iar *mezozoicul,* acum 255 milioane de ani. Vîrsta *eocenului* este de 70 de milioane de ani, iar *cuaternarul* are 1—2 milioane de ani. Aceste rezultate au confirmat în ansamblu împărţirile geologice amintite.

În general, se consideră că cele mai vechi minerale cunoscute astăzi au o vîrstă de 3,5 miliarde ani, iar cele mai vechi fosile — 3 miliarde ani şi strămoşul omului, numai 1,7 milioane ani (A. de Cayeux, 1969).

În concluzie este necesar să precizăm că datele cifrice indicate mai sus, atît în ce priveşte vîrsta relativă, cît şi cea absolută, sînt variabile de la o sursă la alta, ceea ce ne arată că pînă în prezent nu s-a ajuns la rezultate unanim acceptate.

BCU IAŞI CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul IV

COMPOZIȚIA LITOSFEREI (MINERALE ȘI ROCI)

A. DATE GENERALE

Așa cum am văzut din cele cuprinse în capitolul precedent, litosfera nu este uniformă din punct de vedere al compoziției, ea fiind constituită din mai multe pături (sedimentaro-granitică, bazaltică etc.) care sînt dispuse după specificul densității lor.

Cunoașterea acestei compoziții este foarte importantă pentru geomorfologie, *roca* și elementele ei componente (mineralele) constituind unul din *factorii de bază*, care au o mare influență asupra diferitelor forme de relief, așa cum se va vedea mai departe.

Mineralele sînt substanțe naturale, solide, anorganice[1], omogene din punct de vedere fizic și chimic, care se întîlnesc în scoarța Pămîntului și care fac parte integrantă din ea. Cele mai frecvente minerale din scoarța terestră sînt: *cuarțul* (SiO_2), *feldspații* (aluminosilicații de Na, K și Ca), *pirita* (FeS_2), *galena* (PbS), *micele* (muscovit, biotit), *amfibolii* (hornblenda), *piroxenii* (augit) etc.

Mineralele au o compoziție chimică destul de variată, unele fiind compuse dintr-un singur element chimic: aur (Au); argint (Ag); cupru (Cu) și mercur (Hg); sau din multe elemente chimice: cuarț (SiO_2), calcit ($CaCO_3$), ortoză ($K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$).

Numărul mineralelor cunoscute pînă în prezent este de peste 3 000, dintre care circa 100 sînt mai frecvente, alcătuind aproximativ 99% din partea superioară a litosferei, restul fiind mai rare.

Mineralele apar în scoarța terestră atît izolate, cît și în compunerea rocilor.

În constituția litosferei intră următoarele elemente chimice:

Oxigen	46,8%
Siliciu	27,3%
Aluminiu	8,7%
Fier	5,1%

[1] Unii autori înglobează în categoria mineralelor și unele substanțe *organice* (petrolul, gazul metan etc.), *lichide* (apa și mercurul) și *gazoase*: hidrogenul sulfurat (H_2S), bioxidul de carbon (CO_2), heliul (He_2).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Calciu	3,5%
Sodiu	2,6%
Potasiu	2,6%
Magneziu	2,1%
Diverse	1,2%

(după V. I. Vernadski și A. E. Fersman).

Din aceste date se vede că oxigenul este cel mai răspîndit element în alcătuirea mineralelor, el reprezentînd cam aproape jumătate din masa litosferei, după care urmează siliciul, peste un sfert, apoi aluminiul, fierul, calciul, sodiul, potasiul și magneziul.

Rocile reprezintă agregate sau asociații de minerale (cristalizate sau nu) ce formează corpuri bine individualizate sub raport chimic. Majoritatea rocilor sînt constituite din mai multe minerale (la unele roci, numărul mineralelor ajunge la cifra de 10), iar la altele, numai la unul (cazul marmurii, sării etc.).

Numărul rocilor cunoscute astăzi trece de 700, din care circa 50 sînt mai frecvente, restul fiind mai rare.

Rocile pot fi tari și consolidate (granitul) sau moi (argila) și chiar incoherente (nisipul). Ele sînt foarte variate din punct de vedere genetic, așa cum se va vedea mai departe.

Cu studiul mineralelor se ocupă *mineralogia*, iar cu studiul rocilor — *petrografia*, discipline care fac parte din sistemul științelor geologice, cu care geomorfologia are legături foarte strînse și ale căror rezultate se folosesc în acest sens.

B. CLASIFICAREA ROCILOR. CARACTERE MINERALOGICE ȘI GEOMORFOLOGICE

După felul cum s-au format (sub raport genetic) se deosebesc trei grupe mari:

— *roci eruptive* sau *magmatice*, datorite activității interne a Pămîntului;

— *roci metamorfice*, datorite schimbărilor profunde pe care le suferă rocile sedimentare și eruptive;

— *roci sedimentare*, datorite alterării și distrugerii altor roci.

I. Rocile eruptive[1]

Rocile eruptive sînt rezultate din solidificarea sau răcirea *soluțiilor magmatice* (amestec de silicați topiți și de oxizi saturați cu vapori de

[1] Expunerea la început a acestei grupe de roci s-a făcut avîndu-se în vedere marea complexitate a ei sub raport mineralogic. Rocile eruptive se mai numesc și *roci endogene*.

BCUAI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

apă şi cu diferite gaze), şi de aceea ele se mai numesc şi *roci magmatice* sau *magmatite.*

Consolidarea unei astfel de topituri este un proces complicat, de pe urma căruia rezultă produse solide, lichide şi gazoase.

Locul unde se produce consolidarea (în interior, în apropierea suprafeţei sau chiar la suprafaţa scoarţei) are o importanţă deosebită pentru clasificarea şi compoziţia chimică a rocilor eruptive, deosebindu-se astfel:

— *roci intruzive* (abisice sau plutonice), cînd magma se consolidează în interiorul scoarţei pe încet şi la presiune mare, astfel încît cristalizarea mineralelor s-a făcut în întregime, dînd naştere *structurii holocristaline;*

— *roci filoniene* (hipoabisice sau subvulcanice), cînd magma s-a răcit aproape de suprafaţă; ca structură sînt tot *holocristaline;*

— *roci efuzive* (de suprafaţă sau vulcanice), cînd magma s-a răcit brusc la suprafaţă şi la presiune mică; ele au o structură *hemicristalină* sau amorfă, compusă din minerale slab cristalizate şi sticlă (tabelul 4).

Din cele expuse rezultă următoarele: *o magmă poate da naştere la toate tipurile de roci amintite mai sus dacă se află în condiţii diferite de răcire; orice rocă intruzivă are un corespondent într-o rocă efuzivă, şi între structurile principale ale rocilor magmatice există numeroase variante de trecere de la una la alta.*

În cele ce urmează se expun caracteristicile mineralogice şi geomorfologice ale rocilor magmatice.

Din punct de vedere mineralogic, cele mai importante minerale care compun rocile magmatice sînt cuarţul, feldspaţii, micele, piroxenii, amfibolii etc.

Cuarţul (SiO_2) este un bioxid de siliciu cristalizat sau amorf. Acesta poate fi incolor (cristalul de stîncă) sau colorat în violet (ametistul), galben (citrinul), negricios (cuarţul fumuriu), alb (cuarţul lăptos) etc. Cuarţul este foarte rezistent, el neputînd fi distrus de către agenţii atmosferici.

Tot din grupa siliciu face parte şi *calcedonia* (SiO_2), o varietate criptocristalină, opacă, foarte variată la culoare. O varietate de calcedonie este *agatul,* cu orizonturi concentrice, divers colorate.

Feldspaţii sînt silicaţi de aluminiu, cu potasiu, sodiu sau calciu. După compoziţia chimică şi felul clivajului, aceştia se împart în două grupe mari: *feldspaţii potasici* sau *ortoclazi* şi feldspaţii *calcosodici* sau *plagioclazi.* Dintre feldspaţii potasici amintim *ortoza, microclinul* şi *sanidina.*

Ortoza este albă, galbenă sau roză şi se utilizează în ceramică (pentru porţelanuri şi emailuri) şi în industria sticlei. Ea se exploatează la Armeniş (pe valea Timişului, în Banat).

Dintre feldspaţii calcosodici sînt de reţinut *albitul* şi *anortitul,* folosiţi în industria ceramică. Prin alterare, plagioclazii trec în sericit şi caolin.

Feldspaţii, în general, se alterează sub influenţa apei încărcate cu bioxid de carbon, formînd caolinul, folosit în ceramică.

Feldspatoizii sînt silicați de Al, Na și K, mai săraci în silice decît feldspații *(leucitul, nefelinul* și *sodalitul).*

Mica reprezintă un silicat hidrat de aluminiu, potasiu sau sodiu — o masă solzoasă de culoare albă (mica albă sau muscovitul) sau neagră (mica neagră sau biotitul). Ea apare de obicei sub formă de fluturași de diferite dimensiuni și este puțin rezistentă.

Mica neagră apare frecvent în rocile magmatice (granit, sienit), precum și în șisturile cristaline (gnaise, micașisturi). Prin alterare, aceasta trece în clorit.

Mica albă este mai frecventă în șisturile cristaline (gnaise, micașisturi) și mai rar în rocile magmatice (granite).

Piroxenii și amfibolii sînt silicați în care hidrogenul acidului metasilicic este înlocuit prin diferite metale.

Dintre *piroxeni,* amintim *augitul,* de culoare neagră sau verde-închis, frecvent în rocile efusive (bazalt, andezit) și *hiperstenul* roșcat, galben sau verzui, iar dintre *amfiboli* menționăm *hornblenda,* de culoare verde sau brună și frecventă în rocile magmatice, granit, sienit, gabbrou, și în șisturile cristaline, *riebeckitul,* de culoare neagră, care se află în granitul de Turcoaia și *azbestul* — un amfibol fibros de culoare albă, cenușie sau verzuie.

Olivina face parte din grupa *peridotiților.* Este amorfă, gălbuie-verzuie sau gălbuie-măslinie și se întîlnește frecvent în roci magmatice, bazice (gabbrouri, bazalte, diabaze).

Mineralele enumerate formează aproape toate elementele componente ale rocilor magmatice.

Mineralele bogate în siliciu, cum sînt cuarțul, feldspații și feldspatoizii, au aceleași culori deschise și se numesc *elemente albe, leucrocrate* sau *sialice;* biotitul, amfibolii, piroxenii, olivina — elemente mineralogice bogate în fier și magneziu — au culori închise și se numesc *elemente negre, melanocrate* sau *femice.*

În geomorfologie, rocile eruptive sînt importante prin rezistența lor mai mare sau mai mică la alterare și eroziune, ca și prin uniformitatea reliefului, datorită alcătuirii structurale și texturale omogene sau neomogene.

Rocile eruptive sînt insolubile, iar cele nefisurate sînt impermeabile, datorită masivității lor. Dar cu toate acestea, din cauza amestecului de minerale leucrocrate și melanocrate, ele reacționează diferit la acțiunea proceselor externe, fiind foarte gelive, ceea ce le ușurează dezagregarea, transformarea din roci dure în mase friabile.

Rezistența morfologică a rocilor eruptive depinde de gradul de diaclazare, de structură și textură.

Un rol foarte important în modul de comportare al rocilor eruptive la acțiunea proceselor externe îl are *gradul de rezistență chimică* a mineralelor componente.

Dintre acestea, cuarțul și muscovitul sînt foarte stabile; plagioclazii acizi și ortoclazii sînt minerale stabile; amfibolii și piroxenii au o

stabilitate moderată, iar plagioclazii bazici, olivina ș.a. sînt minerale puțin stabile.

a) **Rocile intruzive**[1] sînt omogene și masive, holocristaline, nealterate; ele sînt impermeabile și au o rezistență mare.

Dintre acestea, cel mai reprezentativ este *granitul*, care ocupă de obicei suprafețe destul de reduse.

Modul de comportare a granitului la acțiunea proceselor externe este diferit, după condițiile climatice în care se află. Fiind o rocă dură, granitul condiționează, în general, un relief cu forme pronunțate, ce domină pe cele din jur, cu văi înguste și pereți abrupți, văi cu caracter de defilee.

Prezența acestora din urmă, în contrast cu liniile convexe ale interfluviilor, se explică prin adîncirea rîurilor în roca vie, nealterată, în care procesele de alterare n-au pătruns. În regiunile temperate și umede, unde predomină dezagregarea, granitul condiționează formarea de creste și vîrfuri ascuțite.

Impermeabilitatea granitului condiționează formarea unei rețele hidrografice destul de dense, în care rîurile mari au numeroase ramificații torențiale. În cuprinsul depresiunilor, în care s-au acumulat grohotișuri, amestecate cu argile deluviale, apar mlaștini. Pînzele freatice lipsesc, iar rîurile au un debit mic.

Rețeaua hidrografică secundară reflectă în bună parte, în orientarea ei, sistemele de fisuri, lucru ce rezultă din formele unghiulare pe care le prezintă văile.

Granitul este o rocă dură numai atîta timp cît nu este supus proceselor de alterare fizică și chimică. Dezagregarea prin îngheț și dezgheț (gelivația) are un rol deosebit în modelarea granitului. Schimbările termice condiționează formarea celor mai variate sisteme de fisuri, cu dimensiuni și direcții diferite (verticale și orizontale, diagonale etc.).

Prin îmbinarea fisurilor verticale și orizontale se ajunge la separări paralelipipedice, caracteristice granitului, care la suprafață apar sub formă de blocuri ce se rotunjesc sau se fragmentează, dînd adevărate *mări de blocuri* vizibile pe suprafețele slab înclinate sau la poalele versanților (de exemplu, grohotișurile din Masivul Retezat, din Masivul Măcinului etc.).

Procesele de dezagregare și fisurare a granitului se desfășoară destul de rapid și intens, fapt ce explică caracterul ruiniform al reliefului granitic și ușurința formării scoarței de alterare.

Nici la alterarea chimică granitul nu rezistă. Datorită prezenței feldspaților, granitul se descompune ușor. Cristalele de cuarț formează grăunții de nisip ai scoarței de alterare, la care se adaugă masa argiloasă caolinizată ce îmbracă versanții, condiționînd forma lor concavă și destul de lină, sub acțiunea proceselor proluvio-deluviale. Pătura de alterare de pe granite este cunoscută sub denumirea de *arenă* sau *grus*.

[1] Denumite și p l u t o n i t e.

Granodioritul și *dioritul* sînt, de asemenea, roci rezistente, relieful format pe ele prezentînd aspecte similare morfologiei dezvoltate pe granite.

Gabbroul este rocă intruzivă dură, de culoare închisă și cu structură granulară uniformă. Fiind format din elemente melanocrate, gabbroul este ușor alterabil. Relieful dezvoltat pe gabbrouri este masiv, iar scoarța de alterare atinge grosimi mari.

b) **Rocile efuzive**[1] ocupă suprafețe destul de întinse și ele sînt mai rezistente la acțiunea proceselor externe. Datorită fisurilor, rocile efuzive devin permeabile, iar prezența golurilor din învelișurile de lave le mărește această proprietate.

Andezitul este o rocă compactă, cu o rezistență mare, care se desface în plăci, blocuri și uneori în coloane. El dă forme de relief impunătoare, ca rezultat al procesului de punere în loc.

Bazaltul are o textură compactă, fiind una dintre cele mai rezistente roci. Variațiile poroase au rezistență mai mică, iar cele microgranulare, mai ridicată. Bazaltul formează uneori coloane verticale, rezultate din procesul de consolidare, așa cum se vede la Detunatele, în Munții Apuseni sau la Racoș în Munții Perșani.

Riolitul, dacitul și *trahitul* sînt alte roci efuzive care ocupă suprafețe întinse la noi, mai ales în cuprinsul conurilor și podișurilor vulcanice din munții Oaș — Gutin — Căliman — Gurghiu — Harghita.

Toate acestea fac parte din rocile efuzive noi (pliocen-cuaternare), cărora li se adaugă alte roci efuzive mai vechi: *porfirele, porfirele-cuarțifere, melafirele* și *diabazele,* toate roci rezistente la eroziune, în special primele două.

c) **Rocile filoniene** sînt reprezentate prin *pegmatite, aplite* și *lamprofire,* care apar în cadrul altor roci (intruzive, cristaline) pe fișii înguste, puse în evidență prin microforme caracteristice, în special dyke-uri, bariere etc.

d) **Rocile piroclastice,** *aglomeratele* și *tufurile vulcanice* se întîlnesc destul de des în podișurile vulcanice, cum sînt cele de pe latura de vest a munților Căliman, Gurghiu și Harghita. Acestea aparțin în același timp și rocilor sedimentare, după mediul de depunere, așa cum se va vedea mai departe. Pe teritoriul României, rocile eruptive au o extindere destul de mare (fig. 17).

II. Rocile metamorfice

Rocile metamorfice formează a doua mare grupă și ele au rezultat din transformarea atît a rocilor eruptive cît și a celor sedimentare, ca urmare a presiunii și temperaturii mari din interiorul Pămîntului, de la 10—15 km adîncime. Acest proces este denumit *metamorfism,* iar rocile rezultate se numesc roci *metamorfice.*

[1] Denumite și v u l c a n i t e.

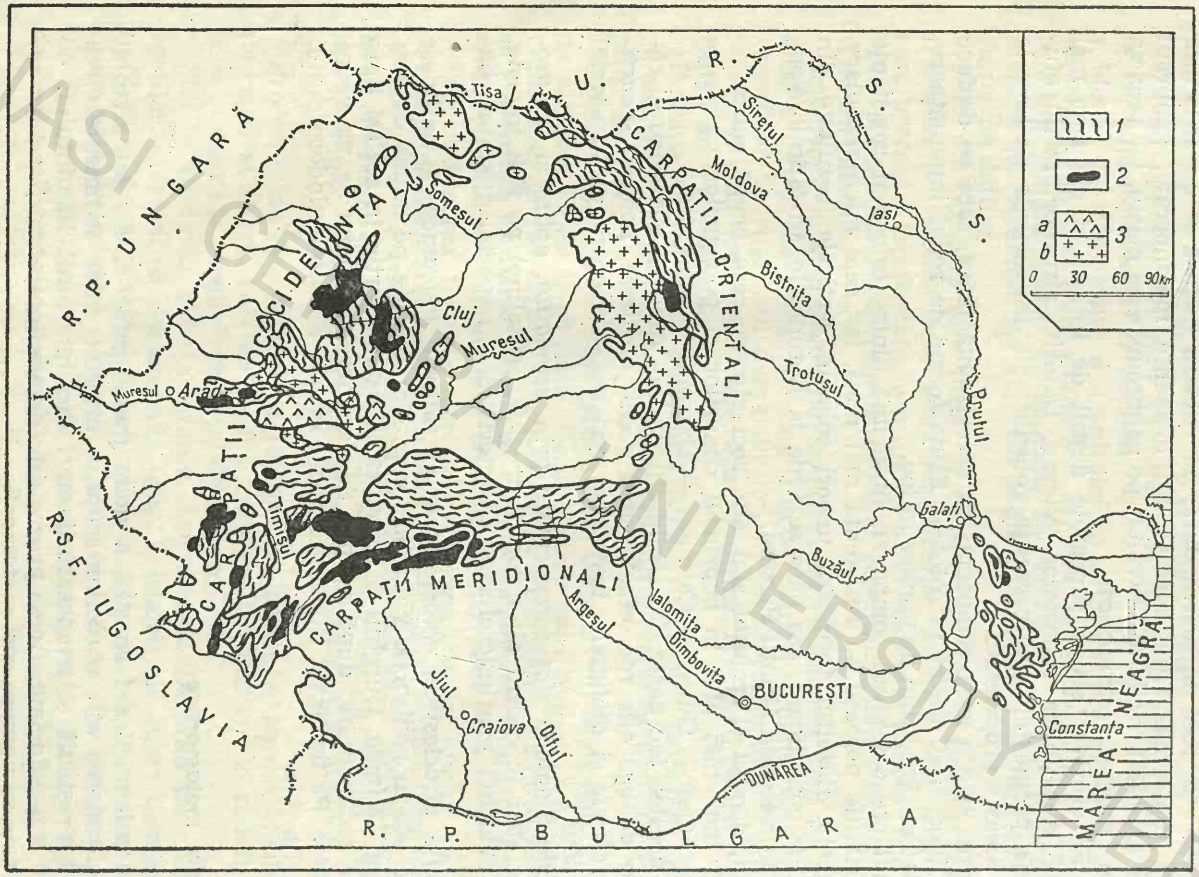


Fig. 17. Răspîndirea rocilor metamorfice și eruptive în România (reprezentare schematică după harta Comitetului de Stat al Geologiei):

1 — roci metamorfice (șisturi cristaline, șisturi verzi, inclusiv paleozoicul metamorfozat); *2* — roci intruzive; *3* — roci efuzive (*a* — mezozoice; *b* — neozoice).

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 4

Forma de zăcămînt	structura		roca-tipul
Roci intruzive (plutonice sau abisice)	holocristalină granulară porfirică		granit, granodiorit, sienit, diorit, gabbrou, peridotit
Roci filoniene (subvulcanice sau hipoabisice)	hemicristalină	microgranulară	pegmatite și aplite, lamprofire
		porfirică	porfire și porfirite
Roci efuzive (vulcanice sau de suprafață)	amorfă / sticloasă		Sticle acide (obsidiana, piatra ponce etc.)
	holocristalină porfirică microlitică	Neovulcanice	riolit, dacit, trahit, andezit, bazalt
		Paleovulcanice	porfir cuarțifer, porfirit cuarțifer, melafir, diabaz (Simplificat după Al. Codarcea)

Metamorfismul este de două feluri: *metamorfism de presiune* sau *dinamo-metamorfism* și *metamorfism termic* sau *de contact*.

Metamorfismul de presiune[1] se produce în timpul fazelor de orogeneză (metamorfism dinamic), precum și atunci cînd rocile scufundate la mare adîncime stau sub greutatea unor mase groase situate deasupra (metamorfism litostatic). Datorită presiunii mari, rocile se dispun în fețe paralele, ca foile unei cărți, căpătînd astfel o textură șistoasă.

Toate mineralele componente se cristalizează, iar rocile rezultate se numesc *șisturi cristaline* sau *cristalofiliene* (adică roci șistoase și cristalizate), care cuprind: *gnaise, micașisturi, cuarțite, filite* etc.

[1] Acesta se mai numește și *metamorfism regional*.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

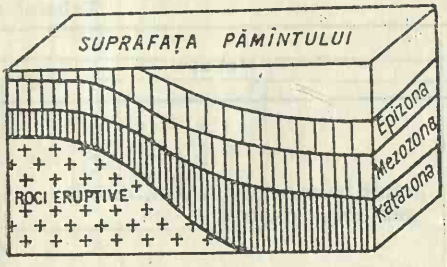


Fig. 18. Zonele dinamometamorfismului.

Șisturile cristaline se împart în două grupe, după cum au rezultat prin metamorfozarea rocilor sedimentare (paraşisturi) sau prin metamorfozarea rocilor eruptive (ortoşisturi). Privit pe verticală, în raport cu condițiile de temperatură şi presiune, care cresc de sus în jos, dinamometamorfismul cuprinde trei zone (fig. 18):

— *epizona*, partea superioară, caracterizată prin temperatură sub 200°C şi prezența *şisturilor cloritoase, sericitoase, grafitoase, talcoase, filite* etc.;

— *mezozona*, partea de mijloc, cu temperatura între 200 şi 400°C, *micaşisturi, şisturi amfibolitice, amfibolite;*

— *catazona*, partea cea mai adîncă, cu temperatura între 400 şi 700°C, cu *gnaise, orto* şi *paragnaise.*

Metamorfismul termic (de contact) se produce atunci cînd are loc o erupție de magmă. Căldura mare şi gazele care se degajă în jurul masei topite transformă rocile din apropiere şi determină în preajma rezervorului magmatic o zonă denumită *aureolă de contact.*

Între rocile de contact, pe primul plan stau *corneenele*, care se formează pe seama argilelor, calcarelor etc., ce au o duritate foarte mare.

Rocile metamorfice prezintă atît caractere specifice rocilor sedimentare (strate bine distincte), cît şi caractere specifice rocilor eruptive (cristale destul de mari) şi de aceea ele se pot confunda uneori cu rocile eruptive.

Datorită caracterelor lor fizico-chimice, rocile metamorfice se diferențiază însă de cele eruptive şi sedimentare, lucru valabil şi pentru relieful dezvoltat pe ele.

Din punct de vedere mineralogic, mineralele specifice care se întîlnesc în cuprinsul rocilor metamorfice sînt: *granații, epidotul, cloritul, sericitul, talcul, distenul, andaluzitul* etc., formate în timpul proceselor de metamorfism.

În afară de acestea, se mai întîlnesc şi minerale provenite din rocile eruptive şi sedimentare, care sînt de fapt cele mai frecvente (cuarțul, micele, feldspații, amfibolii şi piroxenii)[1].

[1] În ordinea importanței, mineralele din rocile metamorfice sînt: cuarțul, feldspații, micele, amfibolii, granații, epidotul, cloritul etc.

Granații au culori variate, după compoziția chimică, și sînt foarte rezistenți. Aceștia se întîlnesc în șisturile cristaline și în rocile metamorfice de contact, mai rar în cele magmatice, ca și în cele sedimentare detritice.

Epidotul este un silicat de calciu, de aluminiu și de fier. Are culoare verde sau gălbuie-verzuie și provine din descompunerea mineralelor bogate în aluminiu și calciu (feldspații calcici, biotit, amfiboli) sau ia naștere direct în șisturile cristaline (amfibolite, clorito-șisturi) și cînd are loc un contact cu magma topită sau cu diverse produse (gaze, ape fierbinți mineralizate) emanate de acestea.

Cloritul este silicat hidratat de aluminiu, fier și magneziu, de culoare verde. Se găsește în șisturile cristaline, ca și în rocile sedimentare și în cele magmatice, unde provine din descompunerea micei, a piroxenilor sau amfibolilor.

Sericitul este un muscovit hidratat, unsuros la pipăit și se întîlnește în șisturile cristaline.

Talcul este un silicat hidratat de magneziu. Acesta are o culoare albă sau verzuie, este lamelar, fibros, clivează perfect și este foarte fragil (densitate 1). Talcul se întîlnește în șisturile cristaline și este folosit ca material refractar sau izolant.

Serpentina este tot un silicat hidratat de magneziu ca și talcul, adeseori cu fier. Are culoarea verzuie-închis, duritatea 3—4 și este lucioasă. Ea rezultă din descompunerea olivinei, amfibolilor și piroxenilor. Se folosește ca material de ornament și ca izolant.

Distenul este incolor sau albastru și se întîlnește în șisturile cristaline.

Andaluzitul are culoarea cenușie-deschis sau roz și se întîlnește în rocile metamorfice de contact.

Sub raport geomorfologic, rocile metamorfice prezintă o importanță deosebită, avînd în vedere răspîndirea mare a lor în cuprinsul scuturilor precambriene și a sistemelor muntoase caledonice, hercinice și alpine, sub formă de masive cu dimensiuni variate.

La noi în țară, rocile metamorfice ocupă suprafețe mari în cuprinsul Carpaților Meridionali și al Carpaților Occidentali. Ele nu lipsesc însă nici din cuprinsul Carpaților Orientali și din Dobrogea Nordică și apar în peisajul geografic, prin forme de relief impunătoare.

În amănunt, șistuozitatea, compoziția mineralogică, gradul de diageneză și metamorfism sînt elemente care condiționează formele specifice acestor roci.

Privite în ansamblu, rocile metamorfice prezintă o serie de caractere comune, ca, de exemplu: *impermeabilitatea, insolubilitatea* și *șistuozitatea.*

Excepție fac însă toate rocile metamorfice cînd sînt alterate, iar de la solubilitate face excepție numai calcarul cristalin (marmura).

Dintre rocile metamorfice, cele mai răspîndite sînt șisturile cristaline, care cuprind: *gnaisele, micașisturile, amfibolitele, șisturile sericitoase, cloritoase, grafitoase* și *talcoase, calcarele cristaline* (marmuri), *șisturile cuarțitice* și *cuarțitele.*

Gnaisele sînt roci asemănătoare din punct de vedere mineralogic cu granitele, fiind constituite din feldspat, cuarț și mică neagră (biotit), așezate pe linii paralele, care dau rocii o textură șistoasă.

Acestea ocupă un loc intermediar între rocile metamorfice și cele intruzive, avînd o rezistență cu atît mai mare la alterare cu cît au mai puțin feldspat și biotit și mai mult cuarț. Păturile din care sînt constituite gnaisele, nefiind de duritate egală, fac ca eroziunea diferențială să formeze în cuprinsul lor colți și creste abrupte, cum sînt cele de pe gnaisele de Cumpăna din Munții Făgărașului.

Gnaisele sînt de două feluri: *ortognaisele* sau *gnaisele granitice*, roci de origine eruptivă, masive, cu structură uniformă și o compoziție mai puțin variabilă, apoi paragnaisele — roci de origine sedimentară, foarte variabile din punct de vedere mineralogic, chimic și structural.

Micașisturile se deosebesc de gnaise prin aceea că nu conțin feldspați și sînt constituite dintr-o alternanță de mică și cuarț. Acestea prezintă o șistuozitate pronunțată și de aceea se desfac ușor în plăci.

Datorită biotitului, micașisturile se alterează ușor și se transformă sub acțiunea apelor din precipitații într-o masă argiloasă eluvio-deluvială.

După compoziția mineralogică se deosebesc mai multe tipuri: micașisturi muscovitice, biotitice, cu două mice, cu granați etc.

La noi în țară au o răspîndire mare, întîlnindu-se mai ales în Munții Făgăraș, Lotru, Semenic etc.

Amfibolitele sînt roci de culoare verde-închis, negricioasă, alcătuite din hornblendă verde, feldspați plagioclazi, cuarț, biotit, zoizit, epidot, granați, piroxen etc. și prezintă o textură masivă. Acestea provin în special din metamorfozarea unor intercalații marnoase și sînt destul de răspîndite mai ales în cristalinul Carpaților Meridionali.

Amfibolitele sînt roci destul de dure și se înscriu în relief prin forme mai pronunțate, mai ales în lungul versanților.

Șisturile amfibolice sînt apropiate de amfibolite. Ele au culoare verzuie și textură șistoasă, iar compoziția lor este apropiată de a amfibolitelor, cu deosebirea că în acest caz cuarțul participă mai larg în dauna feldspaților. Ele provin din metamorfozarea unor complexe argilo-marnoase.

Șisturile cloritoase (cloritoșisturile) și *talcoase* (talcșisturile) apar de obicei (ca de altfel și celelalte șisturi ce urmează) ca masive sau mai ales ca intercalații subțiri în cuprinsul regiunilor cristaline și toate prezintă o textură șistoasă, dar culoarea și compoziția lor diferă.

Șisturile cloritoase au culoarea verde, de diferite nuanțe, și sînt alcătuite din clorit, cuarț, grafit, sericit etc.

Șisturile talcoase au culoarea albă-verzuie, luciu mat și sînt grase la pipăit. Ele sînt constituite aproape exclusiv din talc; se folosesc ca material refractar și se exploatează la Cerișor-Lelese în Poiana-Ruscă.

Filitele sînt roci de epizonă și ele provin din șisturile argiloase. Între acestea cele mai răspîndite sînt filitele cuarțoase, calcaroase și șisturile sericitoase, roci de culoare albă sau albă-argintie, alcătuite din sericit și cuarț, ca minerale principale.

Șisturile grafitoase se disting prin culoarea lor cenușie-negricioasă, care depinde de conținutul în grafit. Acestea sînt alcătuite din grafit, cuarț, sericit, clorit, turmalină și provin din metamorfozarea substanțelor cărbunoase. Grafit se află la

Corneene (datorite metamorfismului de contact)

Corneene de contact termic:
- *corneene cu silicați* = roci argilo-marnoase și marne metamorfozate
- *marmure de contact* = roci calcaroase recristalizate
- *grafit* = cărbune metamorfozat

Corneene de contact pneumatolitic și hidrotermal = = skarne, adinole, cordierite etc.

Roci metamorfice

Șisturi cristaline (datorite metamorfismului regional)

Gnaise:
- ortognaise (de origine eruptivă — gnaise granitice)
- paragnaise (de origine sedimentară)

Micașisturi:
- muscovitice
- biotitice
- micașisturi cu două mice

Cuarțite cristaline (cuarțite, șisturi cuarțitice, cuarțite micacee, cuarțite grafitoase, cuarțite conglomeratice etc.)

Filite (filite cuarțoase, filite calcaroase, șisturi sericitice, șisturi cu clorit etc.)

Șisturi cloritoase (cloritoșisturi), *șisturi talcoase* (talcșisturi) etc.

Amfibolite

Eclogite, serpentinite

Calcare cristaline

Șisturi hematitice

Șisturi manganifere

(Simplificat după Al. Codarcea)

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

noi în Munții Oltețului (Polovragi), Baia de Fier. Acesta apare în foițe, uneori cristalizate, și are un luciu unsuros.

Calcarele cristaline (marmurele) prezintă diferite varietăți: unele pure, constituite aproape numai din calcit, și altele impure, la care se adaugă cuarțul, talcul, cloritul, epidotul, hematitul, muscovitul etc. Culoarea calcarelor cristaline este albă, roză-cenușie, neagră sau verzuie. Ele se folosesc ca material de construcție sau ca piatră de ornament, cum este, de exemplu, marmura de Ruschița.

Sub raport geomorfologic, calcarele cristaline condiționează formarea reliefului carstic, mai ales trepte și chei cum se văd în Munții Făgăraș, în apropiere de cabana Bîlea.

Cuarțitele cristaline provin din sedimente cuarțoase, gresii și nisipuri metamorfozate regional și prezintă mai multe varietăți: *cuarțite, șisturi cuarțitice, cuarțite micacee, cuarțite grafitice, cuarțite cu hematit, cuarțite conglomeratice* etc. În afară de cuarț, care formează masa principală, ele mai cuprind biotit, epidot, granați, hematit, grafit, turmalină, magnetit etc.

Cuarțitele sînt cele mai dure roci cristaline, mai ales cînd sînt rezultate din metamorfozarea gresiilor cuarțoase. Ele dau reliefuri pronunțate, care se disting prin masivitatea formelor lor, chiar în cuprinsul șisturilor cristaline și, cu atît mai mult, din cuprinsul rocilor sedimentare.

Cuarțitele cele mai curate se întîlnesc în Dealul Orliga din Dobrogea și în Munții Apuseni, fiind folosite la fabricarea cărămizilor refractare.

Pe teritoriul țării noastre, rocile metamorfice au o răspîndire destul de mare, mai ales în Carpații Meridionali și Carpații Occidentali (v. fig 17), iar ca sinteză ele sînt redate în tabelul 5.

III. Rocile sedimentare

Rocile sedimentare reprezintă a treia grupă mare. Acestea s-au format din distrugerea (erodarea) rocilor preexistente din cuprinsul uscatului, de către agenții externi (rîuri, valuri, ghețari, vînturi etc.), fie din depunerea materialelor rezultate, în mări, lacuri sau chiar pe uscat, fie din acumularea resturilor de plante sau animale în medii diferite. Pe teritoriul țării noastre ele ocupă cele mai mari suprafețe (fig. 19).

În cuprinsul lor se întîlnesc minerale variate, atît din domeniul rocilor preexistente, erodate (magmatice, metamorfice), cît și minerale noi, specifice, formate în procesul de diageneză. După modul lor de formare, se disting patru categorii de roci sedimentare: *roci detritice, roci de precipitare chimică, roci organogene* și *roci reziduale*.

1. **Rocile detritice** (clastice)[1]. Acestea sînt constituite din sfărîmături foarte variate ca dimensiuni, proveniență și în ceea ce privește felul cum sînt legate între ele.

După mărimea particulelor constituente se disting mai multe categorii de roci detritice:

[1] În legătură cu acestea se folosește și noțiunea de *molasă*, care se referă mai ales la depozitele friabile, de apă puțin adîncă sau continentale.

— *psefitice*, în care mai mult de jumătate din sfărîmături au diametrul mai mare de 2 mm și care pot ajunge pînă la blocuri ce depășesc 1 m;

— *psamitice* (nisipoase), cînd majoritatea particulelor au dimensiuni între 2 și 0,1 mm;

— *roci aleuritice* (prăfoase), constituite din granule cu dimensiuni între 2 mm și 0,1 mm;

— *roci pelitice*, cu particulele componente sub 0,01 mm, categorie în care intră *argilele*.

După *natura petrografică* a particulelor componente, rocile detritice pot fi *omogene* și *eterogene*, iar după *starea lor fizică* sau după felul cum sînt legate între ele, se împart în două: *roci necimentate* (afînate) sau *mobile* și *roci cimentate* (întărite).

În geomorfologie interesează mai ales aceste două categorii din urmă, în sensul că rocile afînate sînt mai ușor de erodat și transportat sub acțiunea proceselor externe, iar cele cimentate dau forme de relief mai expresive, cu aspect de creste, abrupturi, văi înguste etc., datorită rezistenței lor mai mari la eroziune.

a) *Rocile detritice necimentate* sau *afînate* sînt alcătuite din sfărîmături cu bobul mare sau fin. Din grupa acestora fac parte bolovănișurile și grohotișurile, nisipurile și pietrișurile, praful și mîlurile.

Bolovănișurile și *grohotișurile* sînt formate din fragmente mari. În cazul bolovănișurilor, datorită transportului efectuat de către apele curgătoare, particulele componente sînt rotunjite, iar grohotișurile, ca rezultat al dezagregării rocilor și al deplasării locale de pantă, sub influența gravitației, sînt colțuroase. Petrografic, ele sînt constituite din roci foarte variate, eruptive, metamorfice sau sedimentare, preexistente.

Nisipul și pietrișul sînt roci cu bobul mai mic, care s-au format din materialele rezultate din fărîmițarea prin dezagregare și prin transportul diferiților agenți externi: ghețari, valuri, curenți, ape curgătoare, vînturi (în cazul nisipurilor eoliene).

Nisipurile sînt foarte variate ca geneză și vîrstă, iar sub raport fizico-mecanic, ele se disting printr-o serie de caractere specifice: afînare, lipsă de coeziune, tendința de tasare și permeabilitate mare. Din punct de vedere mineralogic, nisipurile sînt alcătuite din cuarț (50—100%), feldspat (10—14%), muscovit (10—15%), la care adaugă alte minerale în cantități mici (granați, amfiboli, piroxeni, olivină, magnetit, zircon, aur nativ, glauconit, platină etc.).

După predominarea mineralelor componente, nisipurile pot fi *cuarțoase* (alcătuite din granule de cuarț); *calcaroase* (formate din calcar și cuarț); *argiloase* (care conțin minerale argiloase); *glauconitice* (cu glauconit); *aurifere* etc.

Sub raport chimico-mineralogic, nisipurile sînt *omogene* și *eterogene*. Acestea din urmă apar în alternanță și cu alte roci (argile, marne, pietrișuri etc.) Cele mai omogene sînt nisipurile eoliene.

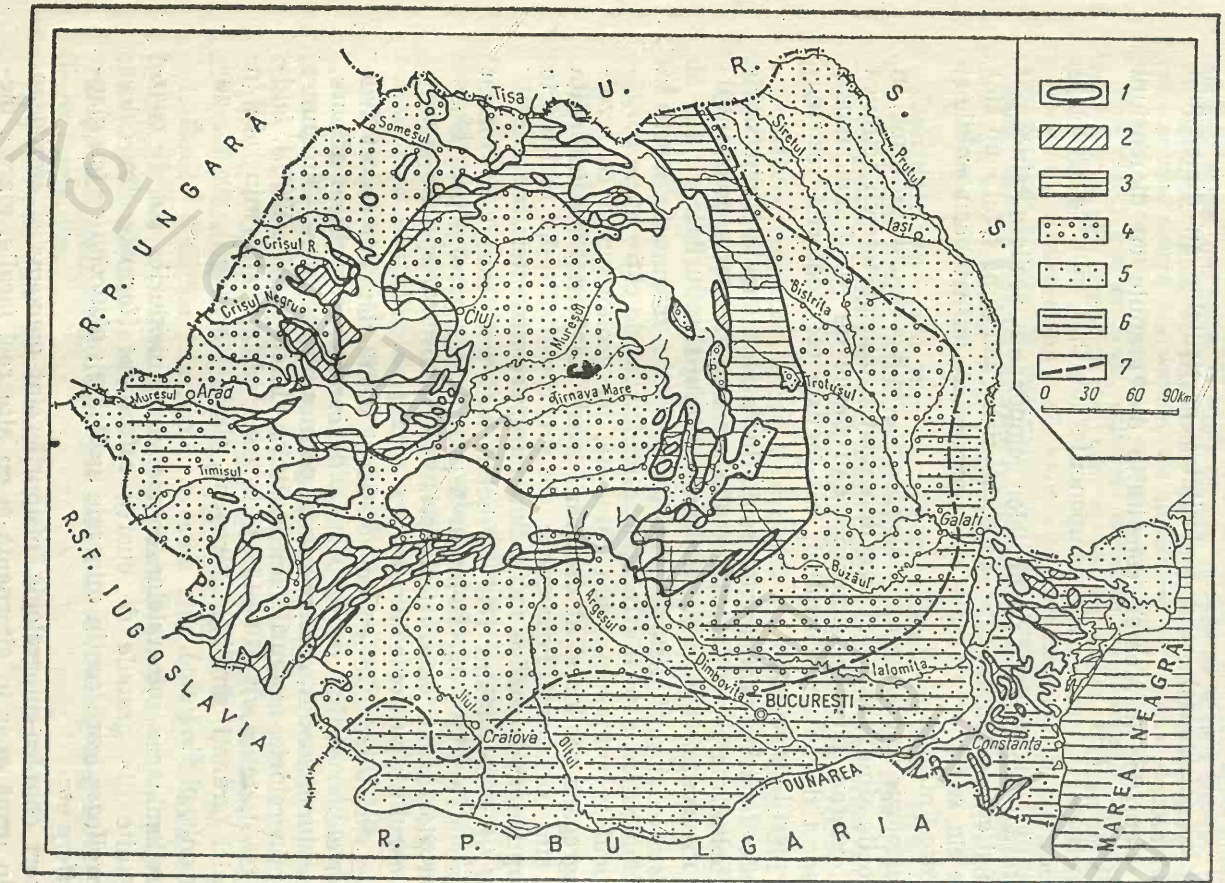


Fig. 19. Răspîndirea rocilor sedimentare în România (reprezentare schematică, după harta Comitetului de Stat al Geologiei):

1 — formaţiuni eruptive şi metamorfice; *2* — depozite de precipitaţie. (pe care se dezvoltă în general fenomene carstice); *3* — depozite de fliş şi flişoide cretacic-paleogene (gresii, calcare, marno-calcare, argilite etc.); *4* — depozite de molasă mio-pliocene (microconglomerate, gresii, argile, marne, nisipuri, aglomerate vulcanice, gipsuri etc.); *5* — depozite fluvio-lacustre şi marine (pietrişuri, nisipuri, marne, calcare); *6* — loess, nisipuri de dune etc.); 7 — limita depozitelor de molasă (după V. Ianovici şi colab.).

BCU Cluj / Central University Library

Nisipurile sînt ușor de erodat și transportat mai ales particulele componente mici (0,1—1 mm), iar cînd apar în malurile rîurilor sau rîpelor, ele se surpă ușor, provocînd deplasări mari pe verticală.

În alternanță cu argilele sau marnele, ele sînt supuse proceselor de alunecare, iar în alternanță cu stratele dure, dau forme negative sau de excavație pe versanți. Văile dezvoltate pe nisipuri sînt largi și cu versanți lini. În cuprinsul interfluviilor, ele dau forme rotunjite, din care nu lipsesc urmele acțiunii de șiroire și eoliene. Zonele mlăștinoase și scurgerile superficiale lipsesc datorită permeabilității lor accentuate. Apele torențiale creează în cuprinsul lor canale verticale și văi subterane.

Nisipurile eoliene se disting prin relieful lor specific, de dune, care se suprapun formelor de relief mai vechi și de aceea mai poartă denumirea de *relief suprapus*, larg vălurit.

Nisipurile prezintă diferite forme de tranziție spre argile (nisipuri argiloase), marne (nisipuri marnoase) și spre calcare (nisipuri calcaroase) etc.

Din această categorie a rocilor detritice necimentate face parte și *praful*.

b) *Rocile detritice cimentate* sînt alcătuite din tot felul de sfărîmături de la bucățile cele mai mari la cele mai fine, legate cu un ciment, care poate fi silicios, argilos sau calcaros.

După compoziția cimentului și a particulelor componente, se disting o serie de tipuri din aceste roci, dintre care cele mai importante sînt *conglomeratele, breciile* și *gresiile*.

Conglomeratele și *breciile*. Primele provin din cimentarea bolovănișului și a pietrișului transportat de ape, iar breciile, din cimentarea grohotișurilor. Conglomeratele prezintă deci particule rotunjite, iar breciile sînt alcătuite din elemente colțuroase. Ambele sînt roci dure. Duritatea conglomeratelor este în funcție de natura cimentului (cele mai dure sînt conglomeratele cu ciment silicios). Pe ele se dezvoltă un microrelief ruiniform, cu vîrfuri ascuțite, turnuri, colonade, arcade etc. Cînd stratele sînt orientate pe versanții abrupți ai văilor apar tunuri și trepte cu colțurile mai rotunjite, cum sînt cele din Munții Bucegi sau din Ciucaș. Prin dezagregare, conglomeratele formează întinse cuverturi de pietrișuri și bolovănișuri de natură eluvială.

Conglomeratele se întîlnesc în România în formațiuni de vîrsta diferită (de exemplu, conglomeratele de Bucegi, de vîrstă apțiană, conglomeratele de Slătioara, de vîrstă eocenă etc.).

Breciile apar mai ales în jurul masivelor de sare, fiind rezultate din cimentarea sfărîmăturilor provocate de străpungerea stratelor de către aceste masive (brecia sării).

Gresiile sînt roci cimentate cu bobul mic sau nisipuri cimentate. După natura cimentului se deosebesc: gresii calcaroase, gresii silicioase, gresii feruginoase etc. Ele formează depozite pe suprafețe mari, în Carpații Orientali și Subcarpați. Cele mai cunoscute sînt gresia de Tarcău și gresia de Kliva, din Carpații Orientali.

Culoarea gresiilor depinde fie de natura cimentului, fie de a mineralelor componente. Astfel se întîlnesc gresii negricioase (manganoase), albe (silicioase), galbene sau brune (feruginoase), verzi (glauconitice) etc.

În general, gresiile sînt roci dure, iar prin dezagregare și dizolvarea cimentului de către apele de infiltrație, gresiile dau naștere la nisipuri eluviale. Cele mai dure sînt gresiile cu ciment silicios, iar cele mai impunătoare forme de relief le dau gresiile compacte și cu grosimi mari.

În cuprinsul regiunilor constituite din gresii apar cele mai curioase aspecte de relief. Gradul mare de diaclazare le scade rezistența.

Un rol deosebit de important în formarea aspectului general al reliefului dezvoltat prin gresii îl are poziția stratelor. În regiunile înalte, relieful dezvoltat pe gresii prezintă un aspect ruiniform dominant. Pe versanții văilor apar însă microforme — pile, ace, colonade, mici cavități, stînci izolate, cuverturi întinse de grohotișuri, pereți abrupți, văi înguste etc.

În alternanță cu alte roci sedimentare, mai friabile, gresiile dau forme de eroziune selectivă, destul de proeminente, cu aspect de umeri în lungul văilor și de creste pe interfluvii.

c) *Rocile aleuritice* sînt alcătuite din particule cu dimensiuni între 0,1 și 0,01 mm, din care fac parte *praful, loessul și o serie de mîluri continentale și marine.*

Praful este constituit din particulele cele mai fine, rezultate prin dezagregare. Datorită dimensiunilor foarte mici ale particulelor componente (0,01—0,1 mm), praful poate fi transportat ușor de către vînt la distanțe mari și apoi depus sub formă de loess. Cînd elementele fine au fost formate în urma acțiunii apelor, ele dau naștere la *mîluri.*

Loessul este o rocă de culoare galbenă-deschis, cafenie sau ruginie, puțin rezistentă, friabilă, care se sfărîmă în mînă, nestratificată, cu multe tuburi capilare și care se desface în pereți verticali. Loessul este solubil și foarte permeabil. Compoziția lui este uniformă, compactă și poroasă.

Din punct de vedere mineralogic, compoziția loessului se prezintă astfel: 60—70% cuarț, 10—25% calcar, 10—20% silicat de aluminiu. Calcarul acoperă cu praf firele de cuarț și este uniform distribuit la origine; mai tîrziu, loessul este decalcifiat prin spălare de către apele precipitațiilor atmosferice care se infiltrează și adună calcarul în *păpuși de loess,* formînd de multe ori și unele orizonturi.

Suprafața loessului, degradată pe o oarecare grosime prin spălare, capătă altă culoare și dă *loess-lehm.* Amestecat cu resturi de plante și animale, loessul formează solul vegetal, care dacă este acoperit de un al doilea strat de loess se numește *sol fosil,* indicînd o schimbare climatică.

Există *loess primar,* depus inițial în locul unde se află, și *loess secundar* sau *depozit loessoid,* adus de pe pantă, prin spălare. Compoziția acestuia este mai grosieră. Indiferent de felul loessului, cîmpiile acoperite de acesta constituie *cîmpiile de loess.* Loessul ocupă întinderi enorme pe glob. El apare pe o bună parte din Asia Centrală și de Est, unde atinge grosimi de peste 500 m (de exemplu, în China) și se întîlnește pe cum-

pâna apelor și pe munți pînă la 3 000 m înălțime. Loessul se formează și azi din pulberile fine de la marginile deșerturilor. El se întîlnește, de asemenea, în sudul Siberiei și în Turkestanul sovietic, precum și în stepele ponto-caspice, în România și în nordul Peninsulei Balcanice, în R. P. Ungară, în R. P. Polonă, R. D. Germană, R. F. a Germaniei, unde apare la sud de linia morenelor frontale (terminale) și ajunge pînă în Franța. Loessul de aici este legat genetic de glaciația pleistocenă. Loessul mai acoperă partea de sud a Statelor Unite ale Americii, pînă la Golful Mexic și în California, iar în America de Sud apare în Argentina, Paraguay, Uruguay, Bolivia, Chile și Brazilia, cam între 20 și 40° latitudine sudică (fig. 20).

În ambele Americi, originea loessului este legată tot de glaciație. În Europa, loessul urcă pînă la 300—400 m, iar pantele de vest expuse vîntului și ploilor sînt spălate de pătura de loess.

Originea și specificul loessului sînt încă mult discutate. Unii cercetători l-au socotit ca sediment acvatic, depus de rîuri ori lacuri sau de apele rezultate din topirea ghețarilor. Alții consideră loessul ca sediment eolian, depus de vînt. Pentru înțelegerea acestei probleme trebuie lămurite două lucruri — *originea materialului component* și *agentul care l-a depus.*

Originea materialului poate fi diferită. Astfel:

— *loessul poate fi un produs de dezagregare a rocilor din deșerturile calde și reci,* argiloase sau nisipoase, fără vegetație sau cu vegetație foarte săracă, de stepă uscată. Prin variațiile de temperatură, rocile se dezagregă, se pulverizează, prefăcîndu-se astfel în praf fin; *cu alte cuvinte, praful din loess este un produs al regiunilor cu climă aridă,* unde terenul este bogat în carbonat de calciu. Solurile calcaroase, bazaltul, dioritul și rocile care conțin silicat de calciu, prin dezagregare, nu dau silicați de aluminiu (argilă), ci rămîn ca soluri mobile;

— *materialul mai poate proveni din morenele glaciare* și *din depozitele fluvio-glaciare,* și de aceea loessul nu acoperă aceste depozite, ci se află în afara domeniului lor, spre periferie;

— *loess se formează și azi în marile zone de deșerturi și stepe* ale globului, deci materialul lui poate proveni și din Gobi, Sahara etc.;

— *loessul poate fi spulberat și din văile marilor fluvii* — Rin, Dunăre, Mississippi etc. Asemenea loess recent se formează și astăzi în regiunea Rinului superior, spre exemplu, cînd sedimentele fluviatile se usucă, iar sub influența föhnului, acesta e spulberat și depus pe versanții văilor, dar nu rămîne ca loess, ci este spălat de pe pante de precipitațiile atmosferice sau devine sol sub influența climatului umed.

În concluzie, loess se poate forma în orice timp, cu condiția să existe o climă aridă, de deșert sau de stepă uscată.

De la F. Richthofen s-a stabilit că agentul de formare a loessului este *vîntul.* În deșertul Gobi, spre exemplu, se formează centre de maximă presiune atmosferică (anticicloni), care iarna generează vînturi descendente și divergente, care spulberă praful din deșert spre marginile lui și-l depune ca o manta peste tot relieful înconjurător, dar mai ales

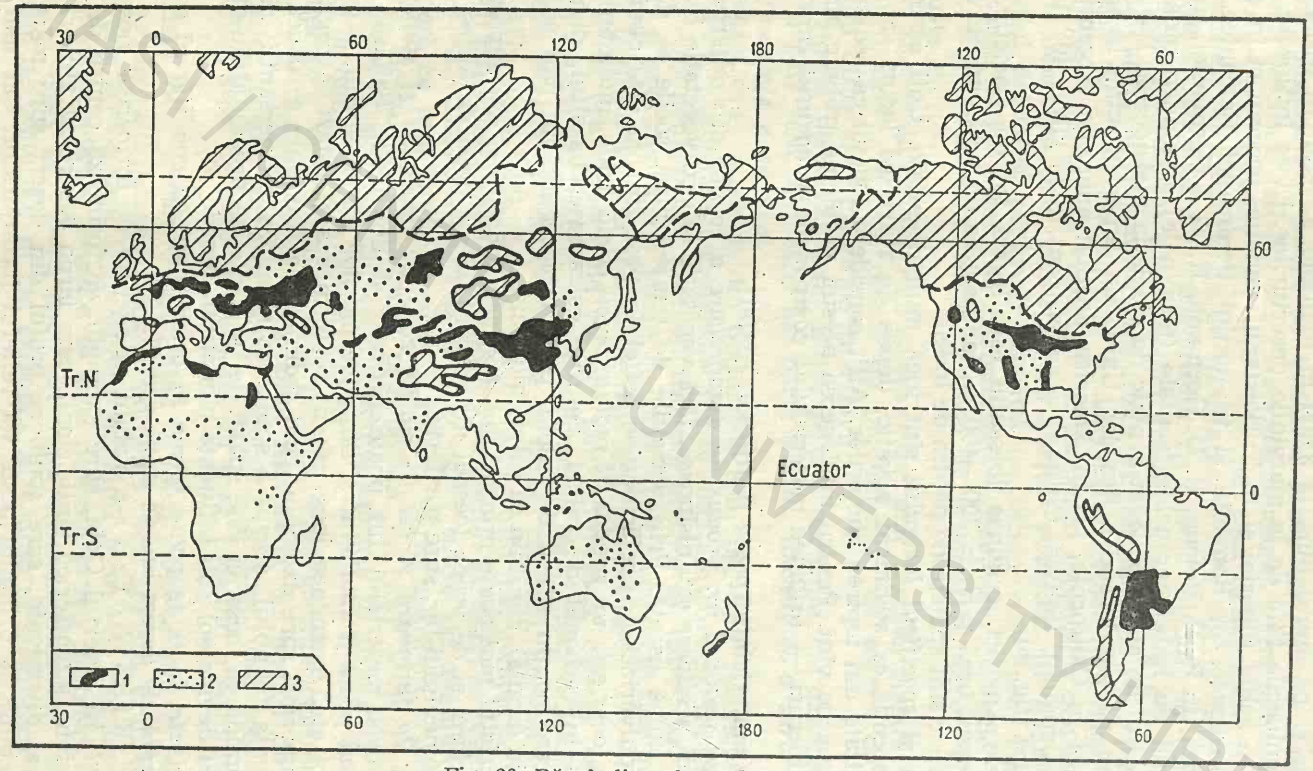


Fig. 20. Răspîndirea loessului pe glob:
1 — pe suprafețe întinse; *2* — pe suprafețe mici; *3* — suprafețele ocupate de glaciația pleistocenă (după P. Woldstedt, K. K. Markov, R. E. Murphy și alții).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

în depresiuni și pe pantele adăpostite de vînt și ploi. Din această cauză, se găsesc la baza loessului pietre șlefuite *dreikanter*, care arată acțiunea de coraziune a vîntului.

În pleistocen, peste calota nordică, s-a format de asemenea un anticiclon cu vînturi descendente și divergente. În țară la noi, vîntul venea de la nord-est și, în faza de climă aridă, vînturile au spulberat praful din morene și din depozitele fluvio-glaciare, pe care l-a dus cu atît mai departe cu cît materialul era mai fin. Stepele cu vegetație rară, ierboasă care le acoperea au înlesnit acumularea acestui praf. De aceea, locul firelor de iarbă putrezită apare astăzi ca tuburi capilare în loess și tot de aceea se întîlnește și fauna de stepă rece în loess.

După părerea celor mai mulți cercetători, *loessul este un produs eolian* (este vorba aici de *loessul tipic).* L. S. Berg, documentat pe baza fosilelor întîlnite în loess, afirmă că *loessul este un produs acvato-eolian.*

După aproape toți cercetătorii, nu există numai un singur loess, ci mai multe, separate prin soluri fosile. Există, astfel, *loessuri vechi* și *loessuri noi.* După unii, condițiile de climat uscat și de stepă necesare formării loessurilor au fost în timpul fazelor glaciare. Soergel, Krokos și alții au dovedit că loessul este de *vîrstă glaciară,* și anume din timpul extensiunii maxime a calotei glaciare. Numai în fazele glaciare au existat vînturi anticiclonice reci, uscate și s-au creat condiții de stepă aridă.

Deci, *în fazele glaciare s-au format loessuri, iar în cele interglaciare, soluri fosile. Numărul lor coincide cu numărul fazelor climatice reci și respectiv calde, din timpul pleistocenului, ca și de poziția geografică.*

d) *Rocile argiloase* (pelitice) sînt tot de origine detritică. Ele provin din cele mai fine sfărîmături, mîluri și prafuri, care au fost apoi cimentate și au diametrul sub 0,01 mm. Sub raport chimic, argilele conțin cuarț, feldspat, mică, oxizi de fier și mai ales silicați de aluminiu hidratați. Ele sînt foarte răspîndite, formînd orizonturi impermeabile, iar din cauza grosimilor mari în care s-au depus, argilele prezintă adeseori o șistuozitate foioasă, caracteristică. Recunoașterea argilelor se face ușor, datorită faptului că se lipesc de palma umezită.

Argilele au culori diferite (albe, negre, albastre, verzi, roșii, cenușii etc.), se zgîrie ușor cu unghia și sînt unsuroase la pipăit. Stropite cu apă, ele dau un miros caracteristic, care se simte de altfel în atmosferă după fiecare ploaie.

Din punct de vedere genetic, argilele pot fi marine, lacustre, aluvionare, deluviale, glaciare etc. Ele sînt roci plastice și fac trecerea între rocile detritice și rocile de precipitare chimică.

Mineralogic, argilele sînt constituite din minerale argiloase: caolinit, halloysit, montmorillonit, beidellit, illit etc., rezultate din alterarea rocilor preexistente, la care se adaugă: clorit, limonit, silice coloidală, numeroase fragmente de cuarț, mică, feldspați, carbonați, substanțe organice etc. Argilele prezintă diferite treceri (tranziții) spre alte roci, cum

sînt: nisipurile (argilele nisipoase), marnele (argilele marnoase) etc. Stratificația lor poate fi paralelă, în strate subțiri, sau sub formă de lentile mici. Cele mai extinse sînt argilele marine și lacustre.

Argilele marine se formează în cele mai variate condiții de relief sau mediu submarin (pe șelf, pe abruptul continental și mai ales pe fundul mărilor, în zona neritică, batială și abisală).

Argilele neritice se disting de cele batiale printr-o grosime mai mică, o sortare mai slabă a materialului și o îmbogățire în substanțe organice.

Argilele batiale au grosimi mai mari, o compoziție mai omogenă și o microstratificație mai pronunțată, iar cele abisale sînt foarte fine.

După conținutul mineralogic, se deosebesc mai multe tipuri de argile: *argile caolinoase* (bogate în caolin), *argile bentonitice* (bogate în montmorillonit și beidellit), *argile comune* etc., iar după modul de utilizare în industrie se disting: *argile aluminoase, plastice, refractare* etc.

Argilele se întîlnesc în toate formațiunile sedimentare din România și ele se folosesc la fabricarea cărămizilor, țiglelor etc. De obicei, argilele apar în alternanță cu alte roci, determinînd, din cauza impermeabilității lor, alunecări de teren.

În stare uscată, argilele sînt coerente, fapt care condiționează formarea unor versanți, destul de puternic înclinați. Argilele cedează ușor la eroziunea lineară, torențială, care generează viroage ramificate, prin care se ajunge la microrelieful de badlands, prezentînd interfluvii înguste și cu creste.

Microrelieful versanților în care apar și argile este, în general, haotic (datorită proceselor de alunecare, eroziunii torențiale), cu aspect de valuri, cu lacuri, bălți și mlaștini, la care se adaugă, de multe ori, și torenți de noroi.

Cel mai haotic relief dezvoltat pe argile este cel din cuprinsul zonelor salifere, unde prezența sării ușurează și mai mult desfășurarea proceselor gravitaționale.

Caolinul este cea mai curată argilă. Acesta este alb, unsuros la pipăit și constituit aproape numai din silicat de aluminiu hidratat. El provine din descompunerea feldspaților și se găsește în diferite locuri din Munții Apuseni, Banat și Dobrogea.

Argila plastică sau huma este tot o argilă, dar care nu este curată, datorită conținutului ei în calcar, silice și oxizi. Ea poate fi de culoare neagră sau cenușie, se înmoaie ușor și se folosește la fabricarea vaselor și a cărămizilor refractare. Aceasta generează alunecări de teren mari.

Argila smectică sau *săpunul de pămînt* se caracterizează prin faptul că nu se înmoaie cu apă, ci face spumă. Ea absoarbe grăsimea și de aceea este folosită la scoaterea petelor; se găsește în zona Dorohoi și Medgidia.

Lutul sau *pămîntul galben* este o argilă amestecată cu nisip de origine deluvială, în cele mai multe cazuri. Ea are culoare galbenă-roșcată sau roșcată, datorită conținutului bogat în oxizi de fier, și reprezintă, în cele mai multe cazuri, un depozit loessoid. Din ea se fabrică țiglă și cărămizi.

Argilitele sînt roci argiloase compacte, fără plasticitate, dure și de culori diferite. Acestea fac trecerea la șisturile argiloase, care în general sînt stabile. Stratificația fină și fisurația pronunțată a acestora contribuie la alterarea lor rapidă și la formarea unor *depozite eluviale groase.*

În alternanță cu gresiile, calcarele și conglomeratele, șisturile argiloase condiționează formarea unui relief cu altitudini reduse, larg vălurit, cu înșeuări etc. Relieful format de șisturile argiloase se situează, ca aspect, între relieful format pe argile și cel dezvoltat pe rocile metamorfice.

Marna este o rocă argiloasă și foarte bogată în carbonat de calciu (40—60%). Ea are caracterul argilei, deoarece se înmoaie în apă, devine plastică, dar și specificul calcarului, deoarece face efervescență cu acizii.

După conținutul de elemente minerale sau organice, se deosebesc marne calcaroase, micacee, gipsifere, glauconitice, feruginoase, bituminoase, cărbunoase, salifere etc.

Marnele calcaroase se folosesc, după ardere și măcinare, la fabricarea cimentului.

Datorită poziției materialului argilos, marnele sînt supuse alunecărilor de teren, iar prezența calcarului și a silicei, dimpotrivă, le mărește rezistența, făcîndu-le mai stabile.

Marnele se întîlnesc pe suprafețe întinse în Carpații Orientali, în Transilvania etc.

2. **Rocile de precipitație chimică.** Acestea sînt rezultate din depunerea unor substanțe chimice conținute în ape. Prin evaporarea apei, concentrația sărurilor se mărește și se precipită invers gradului de solubilitate (întîi gipsul, după aceea sarea de bucătărie și apoi celelalte săruri). În general, aceste roci sînt alcătuite dintr-un singur mineral, formînd așa-numitele *roci monominerale.*

Apa mărilor și a oceanelor este foarte bogată în săruri dizolvate (un litru de apă conține aproximativ 30 g de diferite săruri dizolvate — clorură de sodiu, în cea mai mare parte, sulfat de magneziu, clorură de magneziu, sulfat de calciu, clorură de potasiu etc.)

După felul apei în care are loc precipitația substanțelor din soluție, se disting două serii de roci:

— *roci de precipitație din ape sărate (precipitație marină),* din care fac parte *gipsul, sarea gemă* și *calcarele oolitice; primele două* sînt roci lagunare, formate în condiții de climă aridă, ceea ce constituie un important indiciu paleoclimatic;

— *roci de precipitație din ape dulci și ape termale (precipitație continentală),* în care intră *travertinul, gheiseritul* și altele.

Gipsul este o rocă cu duritate mică, precipitată din apa mărilor în lagune. Acesta este un sulfat de calciu.

Gipsul se dizolvă greu în apă și se depune imediat ce concentrația apei crește. O varietate de gips este *anhidritul,* care prezintă un luciu frumos și cristale fine. Acesta din urmă este tot un sulfat de calciu și se poate transforma în gips, prin asimilarea apei în cristale.

Gipsul apare împreună cu sarea, formînd depozite pe suprafețe întinse așa cum sînt cele de la Tg-Ocna, Slănic-Prahova, Ocnele-Mari, Turda etc.

Gipsul, ca și sarea gemă, condiționează formarea unui microrelief carstic, în special lapiezuri și doline, așa cum sînt cele din zona Nucșoara (Subcarpații Getici), unde apar microdepresiuni carstice, într-una din ele fiind instalat un lac.

Sarea gemă este o rocă de mare importanță economică, în general. La noi în țară, sarea formează, după petrol, una dintre cele mai prețioase bogății naturale ale subsolului. Sarea cristalizează în cuburi, iar curată este aproape transparentă. Ea se dizolvă ușor în apă (mult mai ușor decît gipsul), dar se precipită mai greu (în urma lui). Cînd nu este pură, sarea are ușoare colorații spre cenușiu, albastru sau galben.

Zăcămintele de sare apar sub formă de masive mari, formînd chiar „munți" întregi, mai ales în Subcarpați și la periferia Depresiunii Transilvaniei, dînd naștere cutelor diapire.

Carstul pe sare este mai bine dezvoltat, mai variat decît cele de pe gips. Sarea mai este importantă sub raport geomorfologic și prin influența pe care a avut-o *mișcarea masivelor* și *a lamelor de sare* asupra reliefului, prin formarea cutelor diapire sau prin bombări largi.

Calcarele oolitice s-au format prin depunerea carbonatului de calciu din apele puțin adînci, în jurul grăunților de nisip, sau a unor resturi organice. Ele s-au depus în zona litorală, unde au format mase compacte, prin sudarea lor cu ciment calcaros. Acestea se întîlnesc în depozitele sarmațiene din zona centrală a Podișului Moldovei.

Travertinul sau *tuful calcaros* este o rocă de precipitație continentală. El se aseamănă cu un burete și are un aspect cavernos (cu goluri în el). Acesta se formează din apele și izvoarele calde, care conțin mari cantități de carbonat de calciu, ce se depun pe corpurile cu care vin în contact. Travertinul se întîlnește în multe localități de la noi, cum sînt: Borsec, Sîngeorz ș.a.

El contribuie la formarea unui microrelief specific, carstic, deoarece atunci cînd se află în cantități mari sub acțiunea apelor meteorice se comportă ca orice rocă solubilă. În acest sens se poate cita travertinul de la Borsec, în care au fost descrise doline și peșteri (M. Alexandru).

Gheizeritul este tot o rocă de precipitație chimică, formată din silicea amorfă, care s-a depus din apele fierbinți ale gheizerilor.

3. **Rocile organogene sau biogene.** Rocile organogene sînt rezultate din acumularea resturilor de animale și plante. După compoziția lor chimică, acestea se împart în două subgrupe:

— *roci organogene cu compoziție chimică minerală* sau *roci acaustobiolite* (care nu ard), constituite din fragmente de organisme și substanță organică necombustibilă, cum sînt calcarele, dolomitele etc.;

— *roci organogene cu compoziție chimică organică* sau *roci caustobiolite* (care ard), provenite din transformarea substanței organice la adăpost de acțiunea oxigenului, cum sînt *cărbunii de pămînt* și *bitumenele* (hidrocarburile).

a) *Rocile acaustobiolite* cuprind roci calcaroase și roci silicioase.

Rocile calcaroase sînt în cea mai mare parte de origine biogenă, cu excepția celor depuse pe cale de precipitație. Ele înglobează *calcarele* și *dolomitele*.

Calcarele organogene provin din cochiliile unor animale sau din corpul unor alge calcaroase, care și-au luat carbonatul de calciu din sărurile dizolvate în apa lacurilor, mărilor și oceanelor. Din depunerea acestor schelete calcaroase s-au format masive întregi de calcare, în unele dintre ele putîndu-se distinge chiar scoicile din care au provenit, așa cum este cazul calcarelor de la Albești și Turnu Roșu, în care se văd foarte bine scheletele organismelor.

Calcarele sînt foarte variate ca vîrstă și compoziție; ele au rezistență diferită, în raport cu gradul de diageneză sau de metamorfism. Cele mai întinse regiuni calcaroase le formează calcarul comun sau piatra de var, care se întîlnește, de exemplu, în Munții Hăghimaș, Rarău, Piatra Mare, Postăvarul, Piatra Craiului, Munții Aninei, Trascău, Pădurea Craiului etc. Prin ardere în cuptoare, din aceste calcare, se obține varul. Cînd calcarul conține 15—20% argilă, prin ardere el dă un var cenușiu, denumit *var hidraulic*.

Alte varietăți de calcare sînt: calcarul recifal, calcarul cochilifer și creta. Culoarea lor este diferită (albă, cînd sînt pure, și gălbuie, cenușie, roșie, brună sau neagră, cînd sînt impure).

Calcarul recifal se formează prin acumularea coralilor în regiunile calde, la adîncimi mici, ca recife mărginașe, bariere sau atoli. Cele mai tipice sînt calcarele recifale jurasice (care apar în Podișul Casimcei sub formă de bariere) și tortoniene (care se întîlnesc pe latura de est a Munților Trascău, între localitățile Răchiș și Moldovenești). Calcarele sînt roci dure, în care văile formează chei adînci și înguste.

Calcarul cochilifer (lumașel) este și el destul de rezistent, și aceasta în raport cu caracterul cimentului, care atunci cînd este tot calcaros se distruge ușor. În alternanță cu alte roci mai friabile, calcarele cochilifere dau forme de relief mai proeminente, cu vîrfuri și trepte. Dintre calcarele cochilifere din România amintim pe cele sarmatice din Dobrogea, în care s-au format văi adînci și înguste, cu pereți abrupți sau cu polițe structurale. După prezența calcarelor cochilifere, ne putem da seama și de condițiile lor de formare, de zonele litorale marine.

Piatra litografică este un calcar argilos, cu bobul foarte fin, constituit dintr-un mîl fin, calcaros, amestecat și cimentat.

Dolomitul[1] este un carbonat de calciu și de magneziu. În țara noastră el se găsește în Dobrogea, Perșani, Munții Apuseni etc. Acesta are o structură omogenă și o granulație fină. Dolomitul se distinge de calcar prin greutatea specifică mai mare și prin conservarea mai slabă a corpurilor organice din cadrul său.

[1] *Dolomitizarea* este un proces diagenetic, prin care calcarele organogene, în special cele recifale, sînt transformate în dolomite, prin înlocuirea unei părți din calciu cu magneziu.

Dolomitele se fisurează și se dezagregă ușor, fiind foarte gelive, ca și calcarele. Ele dau la suprafață reliefuri ruiniforme (turnuri, abrupturi, grohotișuri enorme), precum și forme carstice de adîncime, cum sînt cele din regiunea Padiș, din Munții Bihor sau din Podișul Vașcău.

Privite în ansamblu, rocile calcaroase, oriunde s-ar găsi pe suprafața Pămîntului, se disting prin relieful specific ce se formează pe ele, *relieful carstic,* despre care va fi vorba mai departe.

Creta este tot o rocă organogenă, formată din mîl de foraminifere amestecate cu sfărîmături de diferite scoici, care a luat naștere în apele marine. O varietate de cretă este și cea lacustră, formată din precipitarea chimică a calcarelor în apa lacurilor adînci.

Rocile silicioase[1] de origine organică sînt formate din scheletul unor plante și animale marine, diatomee, radiolari și spongieri. Dintre aceste roci, amintim: diatomitele, radiolaritele, spongilitele și silexurile.

Diatomitele, de culoare albă, gălbuie sau cenușie, sînt rezultate din aglomerarea frustulelor de diatomee, asociate adesea cu minerale argiloase. Acestea au, în general, o rezistență mică, fiind poroase și slab cimentate. Ele ne dau indicații prețioase asupra condițiilor lor de formare (regiunile reci ale oceanelor sau lacurile cu apă rece). Diatomite se găsesc la Adam Clisi, Rasova (Dobrogea de sud), Pătîrlagele-Buzău etc.

Radiolaritele sînt constituite din schelete de radiolari, la care opalul inițial este transformat în calcedonie. Acestea au culoare roșie sau verde. Sînt dure și casante, se sparg în așchii sau în blocuri prismatice cu muchii ascuțite.

Spongolitele se formează din acumularea spiculilor silicoși de spongieri.

Silexurile au aspect cornos și culori diferite, fiind varietăți dure de cuarț și de aceea se folosesc la căptușirea morilor. Se găsesc în Dobrogea la Murfatlar și în alte părți.

b) *Rocile caustobiolite* sînt formate din substanță organică animală și vegetală.

Din această categorie fac parte, în primul rînd, *combustibilii* (cărbunii, petrolul și gazele naturale), *asfaltul, ceara de pămînt* și *chihlimbarul.*

Cărbunii de pămînt și chihlimbarul sînt de origine vegetală, iar petrolul, gazele, asfaltul și ceara de pămînt au origine animală sau vegetală.

Cărbunii de pămînt au luat naștere prin carbonificarea lentă a plantelor în apă, în lipsă de aer, sub influența bacteriilor anaerobe și a altor factori (temperatură, presiune etc.). Aceștia sînt constituiți din carbon, plus o serie de minerale argiloase, silice, sulfuri, carbonați, oxizi, hidrogen etc.

Cărbunii de pămînt, roci combustibile de origine vegetală, formează o serie normală în raport cu gradul sau procesul de carbonificare începînd de la turbă și pînă la antracit, cu treceri gradate de la un tip la altul.

[1] *Silicifierea* este tot un proces diagenetic, care se petrece în mediul calcaros sau argilos — proces de înlocuire a substanței organice prin silice.

Cărbunii se clasifică după conținutul și puterea lor calorică[1], așa cum se indică în tabelul 6.

Tabelul 6

	Carbon	Apă	Cenușă	Putere calorică
Turbă	12—15%	40—55%	20—30%	3 500—5 000 calorii
Lignit	22—26%	28—26%	10—15%	5 000—6 000 calorii
Cărbune brun	35—43%	6—15%	13—22%	5 000—7 200 calorii
Huilă	48—68%	3— 5%	9—30%	7 000—8 500 calorii
Antracit	75—89%	3— 4%	4— 6%	8 000—9 200 calorii

Turba este un cărbune inferior, cel mai nou, sărac în carbon, foarte ușor, constituit din resturi vegetale puțin carbonificate, amestecate cu materii pămîntoase și de culoare cafenie-închis. Datorită impurităților, produce cenușă multă și are o putere calorică foarte mică (3 500—5 000 calorii).

La noi în țară, turba se găsește în regiunile mlăștinoase de munte și de cîmpie, cum sînt: Depresiunea Miercurea-Ciuc, Depresiunea Făgăraș, Depresiunea Dornelor, Delta Dunării etc.

Lignitul este un cărbune tînăr, de culoare brună-cafenie, puțin carbonificat, provenit din transformarea copacilor, a căror structură încă se păstrează. Acesta conține mai puțină cenușă (10—15%), iar datorită apei din țesutul lemnos, are o mică putere calorică (5 000—6 000 calorii).

Lignitul se găsește la noi sub formă de zăcăminte bogate, în bazinul Motrului (la Horăști și Ploștina), Rovinari, Filipeștii de Pădure, Mărgineanca, Sotînga, Popești Voevozi, Derna Tătăruș, Căpeni etc.

Cărbunele brun este alt tip de cărbune, care face trecerea între lignit și huilă. Acesta a suferit o transformare mai puternică, în care structura lemnoasă nu se poate recunoaște decît foarte rar. Acest cărbune prezintă culoarea neagră-brună, arde cu fum și are o putere calorică de 5 000—7 000 calorii. Cărbunele brun se exploatează la Comănești-Bacău, Șorecani-Surduc.

Huila este un cărbune și mai brun, de culoare neagră-mată, arde foarte bine, fără miros și cu puțin fum. Structura vegetală este complet ștearsă. Huila are o putere calorică de 7 000—8 500 calorii. Se exploatează în Depresiunea Petroșani, la Vulcan, Lupeni, Uricani, apoi în Banat, la Anina, Cozla etc.

Antracitul este cel mai bun cărbune, reprezentînd faza cea mai înaintată de carbonificare. Acesta are o culoare neagră cu luciu metalic, este foarte dur și are o putere calorică foarte mare (8 000—9 200 calorii). La noi se găsește la Schela (Oltenia).

[1] După Gr. Răileanu și colectivul (1963).

Chihlimbarul este un mineral de origine vegetală, provenind din rășinele de pin, care au suferit transformări asemănătoare cu cele ale substanței vegetale din care s-au format cărbunii. Prezintă culoarea galbenă-brună, lucioasă, fiind folosit din această cauză la fabricarea obiectelor de artizanat etc.

Sub raport geomorfologic, cărbunii sînt importanți nu atît prin relieful care se dezvoltă pe ei, cît mai ales prin elementele pe baza cărora se pot înțelege mai bine mediul, condițiile de sedimentare, ceea ce are o mare însemnătate sub raport paleogeografic.

Petrolul sau *țițeiul* este o rocă organogenă lichidă, unsuroasă, de culoare neagră-verzuie, cu miros puternic și mai ușoară decît apa. El este alcătuit dintr-un amestec de hidrocarburi gazoase, lichide și solide. Petrolul s-a format prin bituminizarea substanțelor organice (grăsimi, proteine, uleiuri etc.), conținute de substanțele grase ale animalelor și microorganismelor animale (crustacee, pești) și vegetale (alge, spori și protozoare, din plancton), care au trăit cîndva în apa mărilor (ipoteza organică).

Dovada acestei geneze o constituie însuși faptul că toate zăcămintele de petrol cunoscute sînt în strînsă legătură cu masive puternice de sare, care, după cum se știe, au luat naștere din evaporarea apei mărilor. După ipoteza anorganică, petrolul s-a format din combinarea carbonului cu hidrogenul emanat de vetrele magmatice din interiorul scoarței terestre.

Gazul metan are aceeași origine ca și petrolul, așa cum reiese din legătura strînsă pe care o are și acesta cu depozitele de sare.

Asfaltul și *ceara de pămînt (ozocherita)* sînt roci tot de origine animală, ele fiind produse de alterare și oxidare a petrolului. *Asfaltul* este o rocă solidă, de culoare neagră, lucioasă și casantă. În România se găsește la Matița și la Derna-Tătăruș, amestecat cu nisip.

Ozocherita sau ceara de pămînt este o rocă solidă, de culoare galbenă-brună, folosită, în locul cerii de albine, la fabricarea lumînărilor. Se găsește în țara noastră în împrejurimile Slănicului-Moldovei.

Ca privire de sinteză, se dă în tabelul 7 clasificarea rocilor sedimentare.

4. **Rocile reziduale (eluviale).** Acestea sînt provenite din materialele insolubile rezultate din dezagregare, care rămîn pe loc. Ele se caracterizează prin forma colțuroasă a particulelor, lipsa de sortare a materialului și trecerea gradată, în bază, la rocile preexistente și, în sus, la solul actual.

Eluviile sînt variate din punct de vedere petrografic, după cum variate sînt și rocile preexistente pe care se dezvoltă (calcaroase, granitice, bazaltice etc.). Ele sînt constituite, de obicei, din minerale greu solubile.

Eluviul dezvoltat pe calcare se numește *terra-rossa*[1], de culoare roșie, și este constituită din oxizi de aluminiu și oxizi de fier. La noi, eluviul

[1] Aceasta poate fi socotită ca un sol relict de climat cald.

Tabelul 7

Rocile sedimentare	Detritice (clastice)	*psefitice*	necimentate: grohotiș, pietriș, bolovăniș; cimentate: (conglomerate, brecii)
		psamitice	necimentate (nisipuri); cimentate (gresii)
		aleuritice	praf, mîluri, loess (depozite loessoide)
		pelitice	argile, marne
	De precipitație chimică	*marină*	gips, sare, calcare oolitice
		continentală	travertin, gheizerit
	Organogene (biogene)	*acaustobiolite*	calcaroase: calcare, dolomite, cretă; silicioase: radiolarite, diatomite, spongolite, silexuri
	Reziduale	*caustobiolite*	cărbunii, bitumenele

de pe calcarele sarmatice din Dobrogea are o grosime de 2—3 m și este acoperit de loess.

Un alt eluviu este *lateritul*, de culoare galbenă-roșcată sau roșcată-brună, care se formează pe roci diferite, în special pe șisturi cristaline, în condiții de climat umed, tropical și subtropical. Lateritul este constituit din hidroxizi de aluminiu și hidroxizi de fier. Acest tip de eluviu se întîlnește în țara noastră pe cristalinul Munților Apuseni, latura de nord.

Bauxita este un laterit, de culoare gălbuie, roșcată, brună, negricioasă, în raport de conținutul în limonit, constituit din hidroxid de aluminiu și hidroxid de fier, la care se mai adaugă hematit, caolinit etc.

Bauxita se află în Munții Pădurea Craiului, de unde se și extrage minereul respectiv. *Solul* actual poate fi socotit, în cea mai mare parte, tot ca un reziduu, un depozit rezidual subțire, după conținutul său anorganic.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

5. **Rocile piroclastice.** Categoria acestor roci este înglobată de unii geologi tot în grupa rocilor sedimentare, deşi materialul detritic provine din activitatea vulcanilor continentali sau submarini. Ţinînd seama de modul de formare şi de condiţiile de zăcămînt (forma de bancuri sau strate), piroclastitele pot fi încadrate în seria rocilor sedimentare. Ele sînt constituite din *aglomerate* şi *tufuri vulcanice* sau *cinerite*. Primele sînt roci grosiere, un fel de conglomerate vulcanice, iar tufurile sînt rezultate din depunerea şi cimentarea cenuşilor vulcanice în apa mărilor.

În afară de geneză, rocile sedimentare mai pot fi clasificate şi după alte criterii — *facies sau mediu de formare* şi *din punct de vedere chimic* (A. de Cayeux, 1969).

După facies de disting cinci grupe:

a. *Terestru*	argilă reziduală bauxită nisip eolian argilă morenică
b. *De apă dulce*	travertinul turba cărbunele
c. *Lagunară*	gipsul sarea potasiul
d. *Marin puţin adînc*	calcarul recifal lumaşelul marin rocile cu glauconit
e. *Marin adînc* actual (4 000—10 000 m)	argilă roşie mîl cu carapace de organisme planctonice (globigerine, pteropode, radiolari şi diatomee).

Din punct de vedere chimic se pot separa următoarele categorii:

a. *Roci sedimentare silicoase*	detritice: bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri etc. de natură biologică: argilă recifală, diatomite, spongolite, radiolarite (jaspurile sînt spongolite roşii închise) de natură chimică predominantă: silexul.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

b. *Roci sedimentare silicato-aluminoase*	argile marne șisturi bauxite
c. *Rocile sedimentare calcaroase și dolomitice*	calcaroase: calcare detritice, calcare biogene (recifale, lumașele); calcare chimice (travertinul, calcarele oolitice) și mixte (calcarele gresoase, creta) dolomitele sedimentare (rocile carbonatate duble, cu magneziu și calciu)
d. *Rocile sedimentare fosfatate, ferifere și saline*	fosfatate (calcarele fosfatice, nisipurile fosfatice) ferifere (lateritul, argila lateritică, crusta lateritică, ferul oolitic) saline (gipsul, sarea gemă, sărurile de potasiu etc.)

În figura 19 este redată răspîndirea rocilor sedimentare din țară, pe categorii mari.

C. RAPORUL DINTRE RELIEF ȘI ROCĂ. PRIVIRE DE ANSAMBLU

Din cele expuse anterior s-a văzut marea varietate a rocilor și a mineralelor lor componente din punct de vedere genetic, precum și modul diferit de comportare a acestora la acțiunea proceselor externe.

Roca constituie, de fapt, baza materială directă pe care se înscrie marea gamă a formelor de relief și care împreună cu modul de așezare a stratelor (tectonica) reprezintă structura geologică a scoarței terestre.

1. *Varietatea formelor de eroziune diferențială* constituie prima trăsătură a raportului dintre relief și rocă.

Compoziția chimico-mineralogică diferită în cadrul acelorași roci (predominarea micei, a feldspaților, cuarțului etc.) sau trecerea de la un tip genetic de rocă (calcare, gresii, conglomerate) la altul (argile, nisipuri etc.), precum și de la o categorie mare (roci sedimentare) la alta (roci eruptive sau cristaline) condiționează acțiunea diferită a proceselor de

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

eroziune selectivă pe care o imprimă reliefului modul lor de comportare sub influența directă a climei, care are un rol deosebit în eroziunea diferențială.

Granitele, de exemplu, sînt mai rezistente la dezagregare în climatul temperat decît în cel semiarid, iar gipsul este mai rezistent într-un climat rece decît într-unul temperat.

Dar chiar în cuprinsul aceloraşi zone climatice, rocile se comportă diferit, cele mai moi (argile, nisipuri etc.) sînt erodate mai uşor, dînd naştere la forme negative, depresionare, iar cele dure (calcare, gresii, conglomerate etc.) condiționează prezența formelor pozitive, cu altitudini mai mari (v. tabelul 9, pag. 266).

Eroziunea diferențială, scoate, de asemenea, în evidență şi influența dispunerii stratelor, mai ales în cadrul celor cu înclinări mai mari pînă la verticală (relieful de cueste, hogback-uri, creste, colonade etc.).

În concluzie, *relieful de eroziune diferențială se caracterizează printr-o mare varietate de forme, în raport direct cu specificul rocilor şi condițiile climatice.* Acest relief este denumit şi *relief litologic* sau *petrografic.*

2. *Uniformitatea reliefului* prezintă a doua trăsătură a raportului dintre relief şi rocă, specifică marilor cîmpii aluvionare şi eoliene (cîmpiile de loess şi cele de dune), ca rezultat al omogenității litologice.

Trăsătura generală trebuie înțeleasă, mai ales, prin caracterul specific pe care-l imprimă cîmpiile de loess şi de dune, ca forme suprapuse unor reliefuri mai vechi, fosilizate de acestea. Această trăsătură este imprimată tot de climă, iar relieful uniform, ar putea să fie mai bine denumit *un relief litologic,* în adevăratul sens al cuvîntului.

Diferențele de rocă şi modul lor deosebit de comportare la acțiunea proceselor externe au făcut să se vorbească chiar de un relief granitic, grezos, conglomeratic, loessoid etc. (N. P o p p , 1947).

În concluzie, din cele expuse s-a putut vedea că relieful nu poate exista în afara rocilor, adică nu poate fi *alitologic* şi că rocile sînt foarte variate din punct de vedere genetic şi chimico-mineralogic.

Sub raport geomorfologic interesează în mod deosebit *compactitatea* şi *necompactitatea* rocilor, adică dacă sînt *consolidate* (masive), ca de exemplu rocile eruptive, metamorfice etc. sau *afînate,* ca de exemplu unele roci sedimentare neogene şi mai ales cele cuaternare, primele fiind mai greu de erodat, iar cele de al doilea, mai uşor, apoi *omogenitatea* şi *eterogenitatea rocilor,* ştiut fiind că *omogenitatea rocii* însemnează *uniformitatea reliefului* iar *eterogenitatea rocii* este egală cu marea lui diferențiere.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

II

GENEZA RELIEFULUI TERESTRU

MORFODINAMICA INTERNĂ (ENDOMORFODINAMICA)

(Rolul factorilor geofizici și geologici)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul V

NOȚIUNI DE GEOMORFOLOGIE PLANETARĂ[1]

A. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA NOȚIUNII DE RELIEF ȘI SENSUL EI

Așa cum s-a mai arătat, *noțiunea de relief* are o sferă destul de largă și care la scara globului exprimă *ansamblul formelor pozitive și negative de pe suprafața acestuia.*

Linia principală de la care se judecă prima trăsătură a reliefului terestru este *nivelul oceanic mondial* sau *0m,* care separă cele două mari domenii în contact prin zona litorală — *domeniul suboceanic* (submarin) și *domeniul subaerian* (de uscat sau continental).

Relieful suboceanic este reprezentat prin *curbe batimetrice,* iar cel *subaerian* prin *curbe hipsometrice.*

În cele ce urmează ne referim în mod special la *relieful uscatului,* mai bine cunoscut, cu dimensiuni și forme mai variate, începînd de la un continent și pînă la un mușuroi de pămînt, adică de la un *megarelief* și pînă la un *nanorelief.*

Orice relief — indiferent de dimensiuni sau de poziție — trebuie să fie caracterizat sub trei laturi: *fizionomie, geneză* și *evoluție-vîrstă* sau în termeni mai speciali prin: *morfologie, morfogeneză* și *morfocronologie* (P. Cotet, 1966).

Morfologia reliefului sau *modul de înfățișare,* înseamnă a cunoaște o serie de caractere exterioare, cum sînt: *altitudinea absolută și relativă, denivelarea și fragmentarea, panta generală și versanții,* pe care le redă orice profil topografic al reliefului sau profilul morfologic (fig. 21).

Altitudinea absolută este redată de curbele hipsometrice sau curbele de nivel și cotele principale, care exprimă înălțimea reliefului.

Față de 0m (la relieful țării noastre, de la 0—200 m se întind *cîmpiile;* de la 200—600 (800) m *dealurile și podișurile,* iar peste 800 m — munții).

Altitudinea relativă exprimă diferența de înălțime a interfluviilor față de văi, a ramelor înalte față de depresiuni etc. Ea se mai numește

[1] Considerăm capitolele precedente II, III și IV ca o parte introductivă a geomorfologiei planetare, dar al cărei loc în acest manual a fost determinat numai de necesități didactice.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

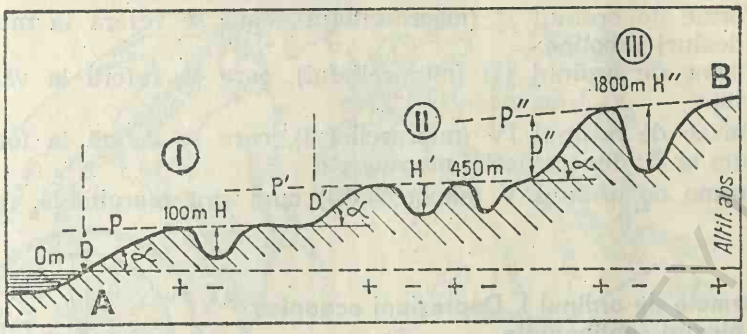


Fig. 21. Profil morfologic de ansamblu cu principalele elemente ale reliefului continental:

A—B — linia generală a profilului care exprimă în primul rînd altitudinea absolută, apoi *treptele mari* (*I* — cîmpii; *II* — dealuri, podișuri; *III* — munți) și *denivelările respective* (*D, D', D''*), și apoi *fragmentare orizontală* (forme pozitive și negative) și *verticală* (*H, H', H''*).

și *energia reliefului* și are valori pînă la 50 m în cîmpii; între 50—200 m în dealuri și podișuri, și peste 200 m în munți (fig. 21).

Fragmentarea reprezintă ondularea reliefului, adică formele pozitive și negative, ca și desimea lor (fig. 21).

Denivelarea înseamnă diferența de altitudine între treptele mari ale reliefului (cîmpii față de 0 m; dealuri-podișuri față de cîmpii; munți față de dealuri sau podișuri etc. (fig. 21).

Panta exprimă fie *înclinarea generală* a cîmpiilor, dealurilor-podișurilor și munților, fie *înclinarea* locală a diferiților versanți ai văilor, depresiunilor etc. (fig. 21).

Morfogeneza înseamnă stabilirea factorilor și proceselor care au dat naștere reliefului analizat, al acțiunii reciproce dintre agenții interni și externi, urmărită în timp și spațiu.

Morfocronologia cuprinde evoluția, desfășurarea treptată a reliefului în timp și spațiu pe etape sau faze, și stabilirea vîrstei raportată la timpul geologic.[1]

I. Împărțirea generală a formelor de relief

Prima împărțire a formelor de relief care se impune de la început este aceea în funcție de mărimea și dimensiunile acestora, după modul distribuției lor, efectuată de O. D. Engeln (1948), V. G. Bondarciuk (1948) și alții.

— Forme de ordinul I (megarelieful), care se referă la depresiunile oceanice și blocurile continentale.

[1] Așa după cum se știe pe suprafața Pămîntului există reliefuri foarte vechi precambriene, paleozoice, mezozoice, ca și reliefuri mai noi, neogene, cuaternare și actuale, care se formează în prezent sub ochii noștri, ceea ce ne arată că anumite forme se moștenesc.

— Forme de ordinul II (macrorelieful), care se referă la munți, podișuri, dealuri și coline.

— Forme de ordinul III (mezorelieful), care se referă la văi, interfluvii etc.

— Forme de ordinul IV (microrelieful), care se referă la forme minore, cum ar fi: dune, vîlcele, morene etc.

— Forme de ordinul V (nanorelieful) cum sînt marghilele, mușuroaiele etc.

II. Formele de ordinul I. Depresiuni oceanice și blocuri continentale

Suprafața totală a Pămîntului este de circa 510 milioane km². Reliefuł acestei suprafețe se caracterizează, în primul rînd, prin prezența marilor *depresiuni oceanice* (care reprezintă relieful negativ cel mai extins) și a *blocurilor continentale* (care, de asemenea, constituie relieful pozitiv cel mai dezvoltat ca întindere).

Ocean și *continent*, iată cele două trepte de bază ale reliefului terestru, așezate în opoziție una față de alta și care formează cea mai mare denivelare morfologică a Pămîntului — de 20 369 m, rezultată din suma cifrelor de plus 8 848 m (vîrful Everest) și de minus 11 521 m (fosa Marianelor). Raportată la raza Pămîntului, această cifră reprezintă 0,003.

Formele de ordinul I constituie în același timp cele două tipuri de scoarță terestră — *scoarța continentală* (inclusiv șelful) și *scoarța oceanică* — a căror separare s-a făcut pe bază de măsurători geofizice (diferența de viteză a undelor seismice).

Cele două trepte morfologice reprezintă, în același timp, două domenii fizico-geografice distincte — *domeniul submarin* (71%) și *domeniul subaerian* (29%),[1] constituite din suprafețe mari, după cum urmează:

Oceane		*Continente*	
Pacific	180 130 000 km²	Asia	43 921 000 km²
Atlantic	90 300 000 km²	Africa	29 287 000 km²
Indian	75 075 000 km²	America de Nord	24 396 000 km²
Arctic	16 296 000 km²	America de Sud	17 782 000 km²
		Antarctida	13 041 000 km²
		Europa	10 042 000 km²
		Australia și Oceania	9 957 000 km²

Din aceste cifre se vede că cea mai mare depresiune a globului o constituie *Bazinul Pacificului* (aproape jumătate din întreaga suprafață

[1] După unele date mai amănunțite, domeniul submarin=70,8%, iar cel subaerian=29,8%.

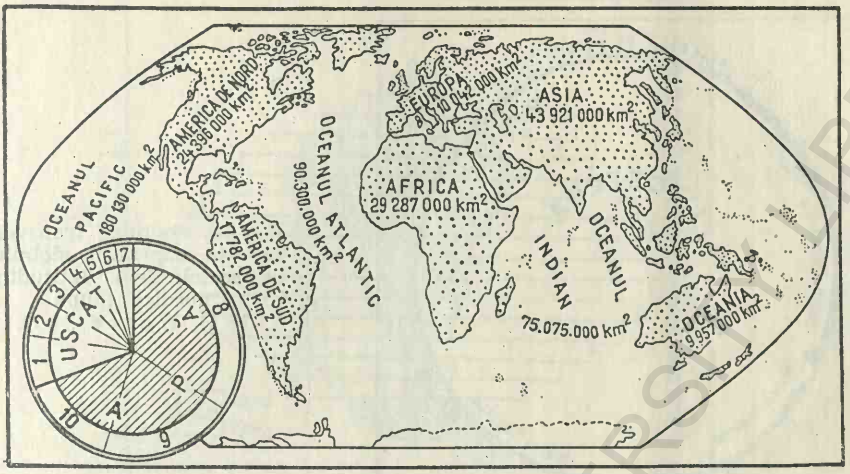


Fig. 22. Repartiția formelor de ordinul I cu suprafețele respective. În diagrama circulară din stînga, raportul dintre ele:
1 — Asia; *2* — Africa; *3* — America de Nord; *4* — America de Sud; *5* — Antarctida; *6* — Europa; *7* — Oceania (cu Australia); *8* — Oceanul Pacific; *9* — Oceanul Atlantic; *10* — Oceanul Indian.

a Oceanului Mondial), iar cel mai întins uscat îl reprezintă *blocul euro-afro-asiatic* (fig. 22).

Privită într-o secțiune transversală făcută în lungul paralelei de 40° latitudine nordică, suprafața terestră apare ca o succesiune de porțiuni înalte și joase, care reprezintă continentele și depresiunile oceanice (fig. 23).

1. *Distribuția oceanelor și continentelor în spațiu — legea asimetriei.* În distribuția spațială a oceanelor și continentelor se remarcă de la început o clară *neregularitate morfologică,* din care iese în evidență în primul rînd *repartiția antipodală* a celor două emisfere geografice, *oceanică* și *continentală* (fig. 24), în al doilea rînd, *repartiția asimetrică.*

Aceasta din urmă poate fi considerată chiar ca *o lege a distribuției oceanelor și continentelor în spațiu,* pusă în evidență prin diferite aspecte și anume:

— *asimetria latitudinală,* în sensul că cele mai întinse uscaturi se găsesc grupate în latitudinile nordice (în special între 40°—50° lat. N.), ca urmare a subțierii continentelor nordice spre sud (fig. 25);

— *asimetria polară,* redată de contrastul dintre zona polară nordică care este reprezentată printr-o depresiune oceanică, iar cea sudică, printr-un continent (fig. 26, *A*) și

— *asimetria ecuatorială,* reprezentată prin opoziția dintre blocul Africii și depresiunea Pacificului, ambele axate pe ecuator (fig. 26, *B*).

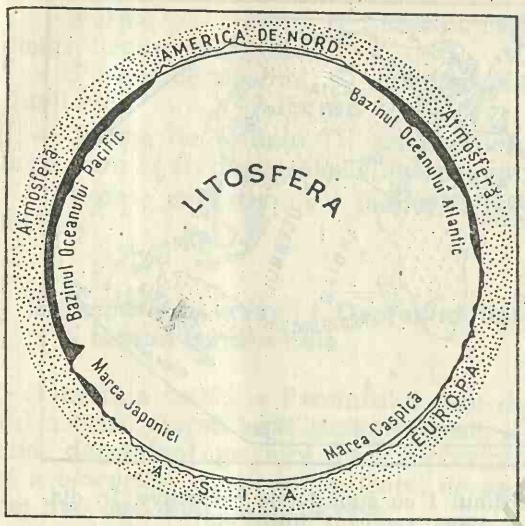


Fig. 23. Secțiune transversală în cuprinsul globului la paralela de 40° latitudine nordică (după F. G. Worcester).

Tot în legătură cu această distribuție spațială iese în evidență de asemenea *repartiția în rozetă*, avînd ca zonă divergentă, Antarctica pentru oceane și Arctica pentru continente, ca și *repartiția tetraedrică*, avînd ca bază Oceanul Arctic (v. fig. 91).

O distribuție, oarecum *simetrică*, apare numai pentru continente, și aceasta în raport cu brîul marilor depresiuni marine intercontinentale al mediteranelor (v. fig. 92), de unde a rezultat și cea mai geografică împărțire a acestora, în *continente nordice* și *continente sudice*.

Continentele nordice (Europa, Asia și America de Nord) prezintă țărmuri mai articulate și se termină cu trei peninsule spre sud.

Continentele sudice (America de Sud, Africa și Australia), cu țărmuri mai simple, sînt mai late în partea de nord și se îngustează în sud.

2. **Distribuția pe verticală a reliefului terestru — curba hipsometrică.** Așa cum se vede din figura 27, pe baza calculelor cartometrice (efectuate în special de A. Penck) se cunosc astăzi o serie de date altimetrice,

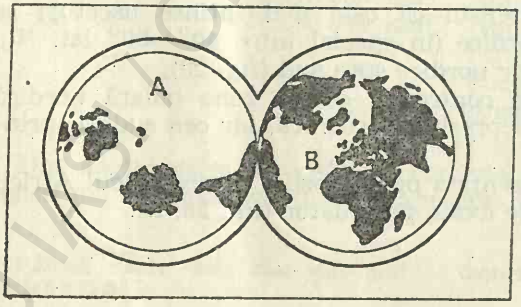


Fig. 24. Distribuția apei și uscatului pe cele două emisfere geografice antipodale:

A — oceanică, cu polul în Noua Zeelandă (*Arh. Bounty* din SE) și *B* — continentală, cu polul la gura fluviului Loire.

BCU IAȘI COLECȚIA UNIVERSITARĂ LIBRARY

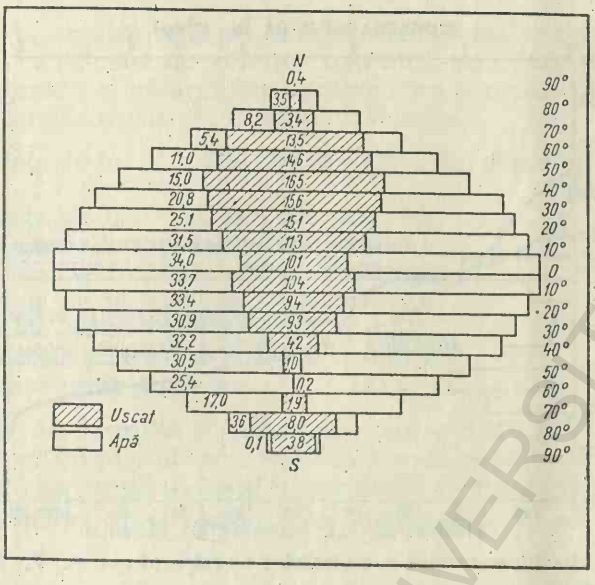


Fig. 25. Diagrama repartiției uscatului și apei în latitudine, redată în milioane km² și din care se vede asimetria latitudinală a uscatului (după L. P. Șubaev).

cum sînt: *procentajele suprafeței terestre* deasupra unui nivel dat, în funcție de altitudine (raportată la suprafața totală a globului), *altitudinea medie* a uscatului (840 m), *adîncimea medie a oceanelor* (3 800 m), *nivelul mediu al globului* (2 240 m) și *amplitudinea medie a globului* (4 640 m).

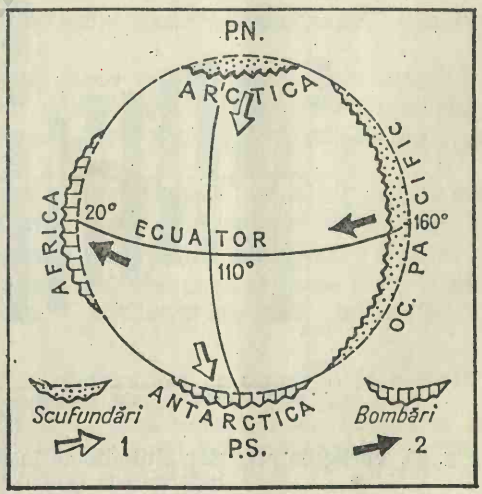


Fig. 26. Cele două asimetrii principale ale globului terestru:
1 — asimetria polară; 2 — asimetria ecuatorială (în sensul lui G. N. Katterfeld).

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITY LIBRARY

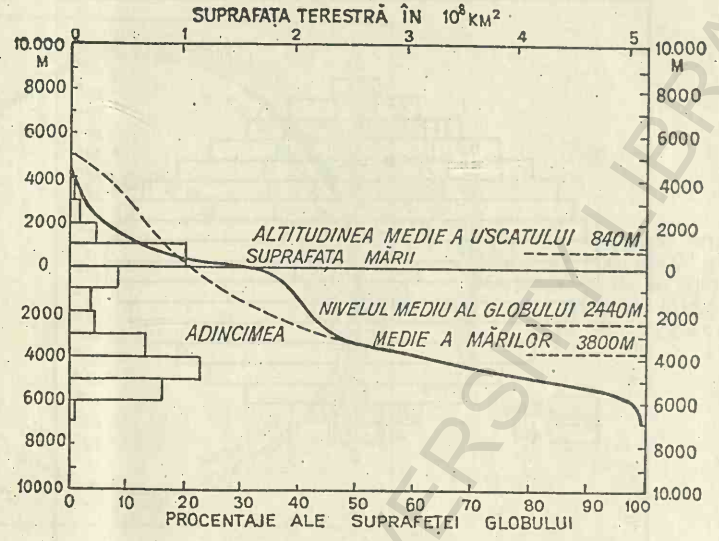


Fig. 27. Curba hipsometrică a suprafeței terestre (după B. F. H o w e l l).

De asemenea, într-o diagramă de ansamblu au fost redate variațiile diferitelor nivele ale reliefului terestru, începînd de la minus 3 000 m și pînă la peste 1 000 m (fig. 28).

3. **Scurtă caracterizare a reliefului depresiunilor oceanice.** Reliefu! suboceanic este mai puțin cunoscut decît cel subaerian, cu toate că prezintă forme mai simple. În ultimii 10—20 de ani s-au făcut progrese

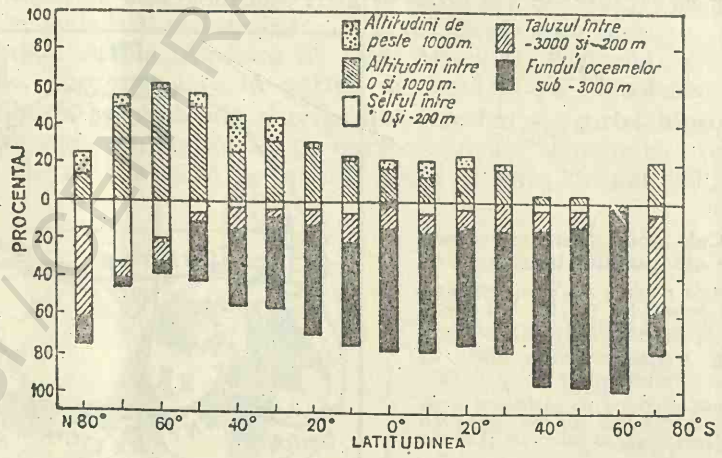


Fig. 28. Variațiile nivelelor altitudinale în funcție de latitudine în lungul paralelelor determinate (după B. F. H o w e l l).

foarte mari în această direcție, datorită numeroaselor cercetări complexe și moderne, efectuate de diferite expediții științifice din multe țări.

Analiza sumară a oricărei hărți batimetrice generale ne duce la stabilirea următoarelor trepte ale Oceanului Mondial:

— Suprafețe de la 0 la 200 m = 7,9% din suprafața totală a Oceanului Mondial
— Suprafețe de la 200 la 1 000 m = 4,3 „ „
— Suprafețe de la 1 000 la 2 000 m = 4,1 „ „
— Suprafețe de la 2 000 la 3 000 m = 6,8 „ „
— Suprafețe de la 3 000 la 4 000 m = 19,6 „ „
— Suprafețe de la 4 000 la 5 000 m = 33,0 „ „
— Suprafețe de la 5 000 la 6 000 m = 23,1 „ „
— Suprafețe peste 6 000 m = 1,2 „ „

Din aceste date rezultă că adîncimile dintre 3 000 și 6 000 m sînt predominante, iar gropile abisale reprezintă mici detalii secundare ale fundului oceanic, ca și munții înalți în cuprinsul continentelor.

Cele mai adînci gropi abisale, care depășesc 9 000 m[1], sînt în număr de nouă:

— Mariane . . . . . 11 034 m (11 521 m)
— Filipine . . . . . 10 793 m (11 486 m)
— Kurile . . . . . 10 371 m (10 900 m)
— Japoniei . . . . . 10 374 m (10 680 m)
— Kermadec . . . . . 10 047 m
— Bonin . . . . . 9 985 m
— Guam . . . . . 9 638 m
— Porto Rico . . . . . 9 216 m
— Bougainville . . . . . 9 148 m

Domeniul suboceanic constituie o lume aparte, care-și are structura, compoziția și legile proprii.[2]

În cuprinsul lui predomină *acumularea marină*, care este diferită în raport cu distanța de la țărm și cu adîncimea. Tot sub raport morfogenetic trebuie amintită acțiunea vulcanilor submarini și a coralilor, care formează praguri și bariere întinse.

Privit în ansamblu, relieful submarin cuprinde trei mari unități: *marginea continentală, fundurile oceanice medii* și *fosele oceanice* (fig. 29).

Marginea sau bordura continentului reprezintă zona de trecere de la uscat la fundul oceanelor sau prelungirea continentelor spre fundul oceanic. Ea cuprinde două elemente — o platformă și un taluz (fig. 29).

[1] Avînd în vedere valoarea diferită a acestor date statistice, de la o sursă de informație la alta, au fost indicate în paranteze și unele cifre mai noi.

[2] Marile zone ale acestui domeniu sînt — *pe orizontală* (*zona litorală și zona pelagică* sau de larg) și *pe verticală* (*zona pelagică* sau cea litorală: 0—200 m; *zona bathială:* 200—2 000 m; *zona abisală:* 2 000—6 000 m și *zona hadală* peste 6 000 m adîncime).

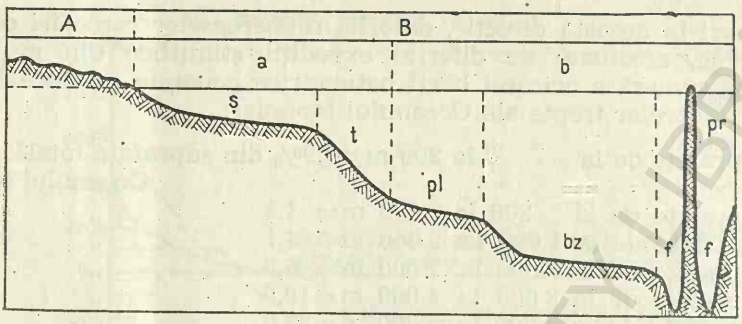


Fig. 29. Profil schematic în relieful submarin (suboceanic):
A — domeniul subaerian; *B* — domeniul suboceanic; *a* — marginea continentului (*ş* — şelful; *t* — taluzul); *b* — fundul oceanic (*pl* — platou suboceanic; *bz* — bazin suboceanic; *f* — fosă; *pr* — prag).

Platforma continentală submarină sau *şelful* constituie o suprafaţă ce coboară lin de la ţărm pînă la 200 m adîncime şi se termină, în general, deasupra marilor funduri printr-un taluz cu înclinări diferite. Suprafaţa totală a şelfului este de 28 600 000 km², 7,1% din suprafaţa oceanelor sau 5,4% din suprafaţa totală a globului.

Între 78° şi 85° latitudine nordică şi 45° şi 65° latitudine sudică, şelful este mai extins decît uscatul, iar între 10° şi 55° latitudine nordică şi 15° şi 30° latitudine sudică, şelful este de şapte ori mai redus decît uscatul.

În jurul Australiei, şelful ocupă 32% din suprafaţa continentului; a Americii de Nord, 28%; Europei, 23%; Americii de Sud, 14% şi a Africii, numai 5%, iar în jurul Antarctidei este foarte redus (fig. 30).

Lăţimea acestei adevărate „cîmpii submarine de abraziune şi acumulare" este variabilă — foarte îngustă în dreptul ţărmurilor muntoase (mai puţin de 1 km), cum este pe coastele pacifice ale Americii de Nord şi Americii de Sud, sau foarte largă (peste 100 km) în dreptul cîmpiilor şi podişurilor, ca, de exemplu, pe coastele de nord-vest ale Europei, pe marginea Oceanului Atlantic şi Marea Nordului. De fapt *şelful reprezintă o prelungire a continentului* (scoarţa de tip continental), o parte a reliefului continental submers, lucru ce rezultă din analiza microreliefului înecat (văi submarine, stînci, bancuri de nisip şi depresiuni, forme de relief glaciar, carstic etc.).

Dintre aceste forme de relief, cele mai importante sînt *văile submarine*, printre care citäm: Congo, Hudson, Gange, Ind, Sena, Rin, Sf. Laurenţiu, Dunărea, Nistru, Nipru etc.

În legătură cu geneza acestor văi submarine, situate în continuarea văilor continentale amintite, există mai multe explicaţii şi anume: se presupune că sînt *văi fluviale înecate, văi cauzate de maree, văi formate între grindurile laterale submerse, văi formate de către curenţii submarini,* contrari curenţilor fluviatili etc.

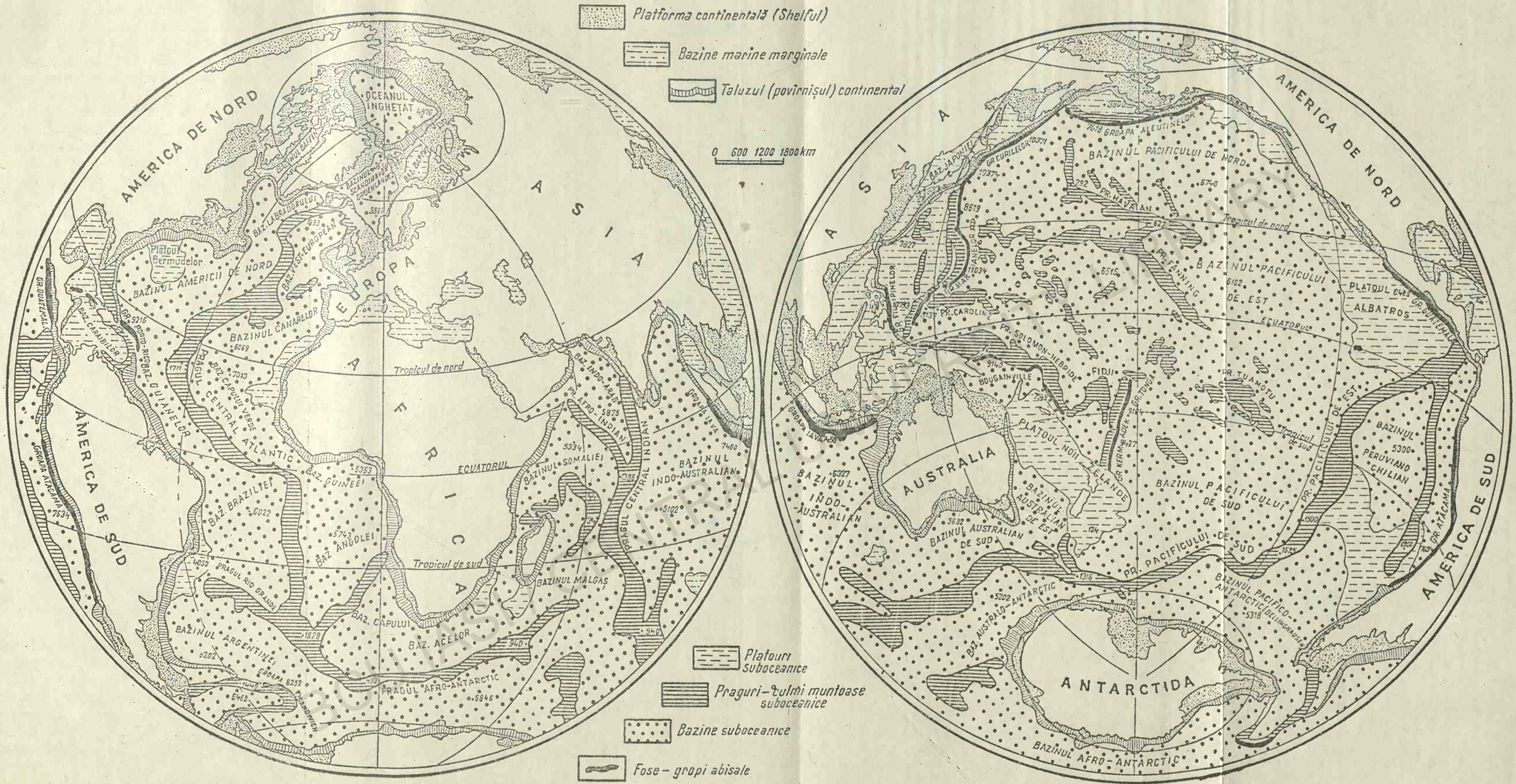


Fig. 30. Privire generală asupra reliefului suboceanic marin — după Morskî, — Atlas).

Dintre aceste explicații, *prima* este cea mai logică și cu caracter mai general, ținînd seama, se înțelege, de prezența meandrelor și de ramificațiile specifice rețelelor hidrografice.

Bancurile de nisip și *depresiunile* apar în apropierea țărmurilor sub forma unor valuri. Primele, care se mai numesc și *grinduri*, situate la 20—30 m adîncime, ajung pînă la suprafața apei, însoțind de obicei țărmurile joase, cum sînt cele ale Mării Nordului, Mării Baltice etc.

Depresiunile reprezintă formele negative ce însoțesc grindurile și au aspectul unor gropi evazate sau văiugi.

Relieful șelfului este, în general, mai neted decît cel subaerian, lucru ce se explică prin acțiunea de spălare și acumulare efectuată de către valurile și curenții litorali. Șelful nu ajunge peste tot la 200 m adîncime, ci numai pînă la 50 m (ca, de exemplu, în Golful Guineii, la Aden, pe coasta de nord a Algeriei etc.), iar în altele ajunge la 350—500 m (ca, de exemplu, pe țărmul Terra Nova, în vestul Irlandei etc.).

Pe șelf se întîlnesc *depozite terigene* (bancuri de pietrișuri, nisipuri, argile etc.), care aparțin domeniului litoral sau neritic.

Sub raport genetic, șelfurile au fost interpretate fie ca suprafețe de abraziune marină sau ca suprafețe de acumulare a sedimentelor sub apă, fie ca o cîmpie litorală (de eroziune sau acumulare) înecată, ca urmare a mișcărilor epirogenice și eustatice. Cele mai multe sectoare de șelf sînt rezultate din îmbinarea porțiunilor de abraziune cu cele de acumulare. Șelful a fost supus deformărilor tectonice (îndoiri, ondulări, falieri etc.).

Întinderea mare a șelfului actual trebuie pusă, după A. Penck (1899), pe seama unei uriașe transgresiuni marine, ca urmare a mișcărilor eustatice pozitive, cauzate de schimbările climatice. Acestea au dus la acoperirea unor întinse suprafețe de pe marginea continentelor și la transformarea lor în șelf.

Șelfurile reprezintă astăzi regiunile submarine cele mai bine cunoscute sub raport structural și litologic, pe baza a numeroase foraje efectuate în diferite scopuri (militar, navigație, economic etc.).

În ultimii 10—15 ani, interesul pentru cunoașterea șelfului a crescut foarte mult, datorită importantelor zăcăminte de petrol și gaze descoperite în cuprinsul lor, cum sînt, de exemplu, cele din Marea Nordului, Golful Persic, etc.

Ca vîrstă, șelfurile actuale sînt în cea mai mare parte pleistocene. Dacă nivelul oceanic universal ar scădea cu 100 m, Anglia ar deveni o peninsulă, Marea Baltică, un șes cu lacuri, Marea Nordului s-ar transforma într-un golf îngust, Marea Neagră, într-un lac, iar Marea Azovului, într-o cîmpie argilo-nisipoasă.

Dacă acest nivel universal s-ar retrage cu 200 m, uscatul ar crește cu o suprafață egală cu 28 600 000 km².

Taluzul, povîrnișul sau abruptul continental (10,6%)[1] reprezintă adevărata margine a continentelor, care ajunge în adîncime pînă la 3 000 m

[1] După unele calcule generale, taluzul și șelful ar reprezenta circa 70 milioane km².

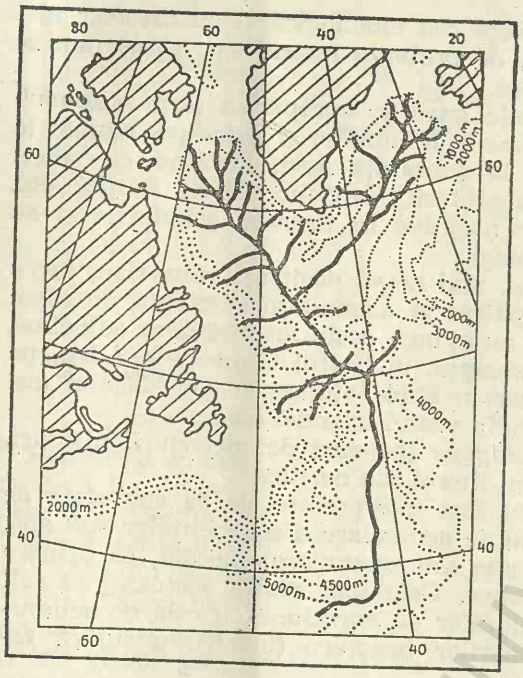


Fig. 31. Marele canion submarin din NV Oceanului Atlantic (după A. N. Strahler)

(mai rar la 6 000 m). Acesta are aspect stîncos sau de acumulare și face trecerea între șelf și zona oceanică propriu-zisă (fig. 30).

În unele cazuri, taluzul are o înclinare lină (cu pante de 2—3,5°), în altele este abrupt sau cade în trepte. Aspectul și evoluția acestuia sînt strîns legate de schimbările paleogeografice ale bazinelor oceanice.

Formele de relief cele mai impresionante care aparțin de taluz sînt *canioanele submarine*, cum este, de exemplu, marele canion din nord-vestul Oceanului Atlantic (fig. 31). Depozitele întîlnite pe povîrnișul continental sînt reprezentate prin *nămoluri terigene*, care ajung pînă la 3 000 m, după care urmează la adîndimi mai mari (între 3 000 și 6 000 m) *nămolurile pelagice* (fig. 32). *Nămolurile terigene* sînt depozite fine, care fac trecerea între depozitele șelfului și cele din abisuri, iar *nămolurile pelagice* sînt aproape exclusiv organice (silicioase, calcaroase, cu radiolari).

Fundul oceanic se desfășoară de la 3 000 m în jos și ocupă cea mai mare parte a Oceanului Mondial, reprezentînd circa 70—80% din suprafața acestuia și este acoperit cu nămoluri pelagice. El este format din trei trepte de relief:

— *platourile suboceanice*, situate între 3 000 și 4 000 m, cum sînt, de exemplu, platourile Capului Verde, din nord-vestul Africii, Albatros, din vestul Americii Centrale, Noua Zeelandă, din estul Australiei, Rio Grande, din estul Argentinei, Bermude, din estul Statelor Unite etc.;

— *bazinele suboceanice*, care reprezintă porțiunile cele mai mari, fiind situate în jur de 6 000 m, bine conturate de pragurile și culmile muntoase submarine, ca de exemplu, bazinele: Canarelor, Guineii, Angolei, Braziliei (din Oceanul Atlantic), bazinele Pacificului de Nord, de Est, de Sud etc. (din Oceanul Pacific);

— *fosele, gropile abisale* sau *șanțurile suboceanice*, care reprezintă treapta cea mai coborîtă, abisală, situată la peste 6 000 m adîncime și care nu ocupă decît 1,2% din suprafața Oceanului Mondial. Acestea se găsesc, de obicei, pe marginea bazinelor suboceanice, sub formă de arcuri,

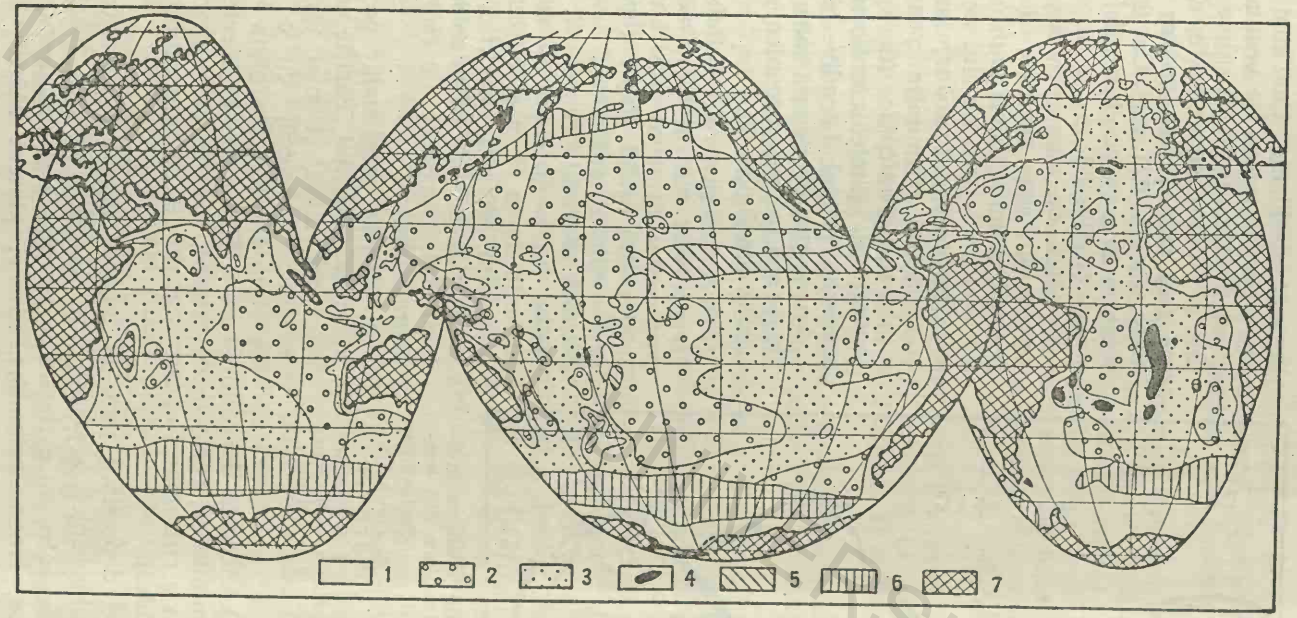


Fig. 32. Depozitele marine după L. A. Zenkevici:
1 — depbzite terigene; *2* — argilă cu globigerine; *3* — argilă roșie; *4* — argilă cu pteropode; *5* — argilă cu radiolari; *6* — argilă cu diatomee; *7* — uscatul continental.

BCU UNIVERSITY LIBRARY

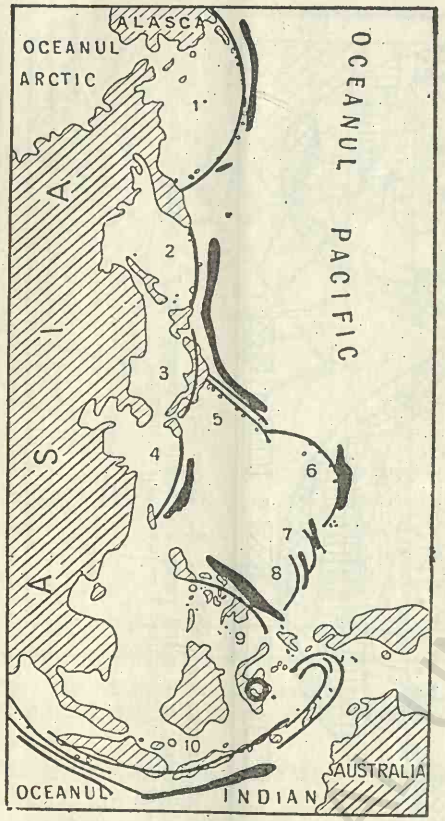


Fig. 33. Sistemul de grabene suboceanice și arcuri insulare din vestul Oceanului Pacific — desfășurat între Insulele Aleutine și Noua Caledonie (după I. Umgrove):
1 — Aleutine; *2* — Kurile; *3* — Japoniei; *4* — Riu-Kiu; *5* — Bonin; *6* — Mariane; *7* — Yap; *8* — Palau; *9* — Filipine; *10* — Malaieziei.

la peste 6 000 m. Cele mai multe fose apar pe latura de vest a Oceanului Pacific, între Insulele Aleutine și Noua Caledonie (fig. 33), iar cea mai adîncă este *groapa Marianelor*, de 11 521 m. Ca depozite, acestora le corespund *argilele roșii*, abisale (v. fig. 32).

În afară de aceste trepte, există o serie de forme pozitive, denumite *praguri, spinări, culmi muntoase* sau *dorsale, unele* sub nivelul oceanelor sau *pragurile submarine*, iar *altele* la suprafață, denumite *praguri cu insule*, unele *vulcanice* (de exemplu, Hawai) și altele *coraligene* (de exemplu, pragul Lacadive-Maldive).

Aceste praguri separă mările marginașe sau bazinele oceanice, așa cum rezultă din figura 30.

Privit în general, relieful suboceanic este mai simplu, mai puțin fragmentat decît al uscatului și el se dezvoltă astăzi după legile proprii mediului submarin, unde predomină procesul acumulării, care la rîndul lui se dezvoltă în raport cu distanța de la țărm și cu adîncimea oceanului (în zona neritică, batială și abisală), dar ale cărui trăsături de bază sînt imprimate de tectonică și magmatism.

4. **Privire regională pe bazine oceanice. Bazinul Pacific** constituie cea mai mare și mai veche depresiune oceanică, cu o mărime de circa 1/3 din suprafața planetei (180 130 000 km²). Această depresiune are o formă ovală și este mărginită de lanțuri muntoase, paralele cu țărmul, însoțite de numeroși vulcani și zguduite de cutremure, constituind un fel de brîu muntos (brîul orogen al Pacificului).

Relieful acestei depresiuni pare la început destul de haotic; predomină bazinele suboceanice, separate între ele prin praguri foarte lungi.

Platourile suboceanice au o repartiție marginală și sînt destul de rare (Alaska, Albatros, Noua Zeelandă, Filipine, platoul Mării Chinei de Est etc.).

Cel mai lung este pragul Pacificului de Sud ce separă *Bazinul Pacific-Antarctic* și care se continuă cu pragul Pacificului de Est, dincolo de care se află *Bazinul Peruano-Chilian;* mai la răsărit se găsește *Bazinul Atacamei* (v. fig. 30).

Cel mai important este pragul *Hawaii-Tuamotu,* care separă o serie de bazine: *Bazinul Pacificului de Nord, Bazinul Pacificului de Est, Bazinul Pacificului de Sud și Bazinul Pacificului Central.*

Cele patru laturi ale Pacificului prezintă și ele unele asimetrii evidente, în sensul că pe latura vestică este mai bine dezvoltat șelful, iar insulele, foarte numeroase, apar sub formă de arcuri, ce separă o serie de bazine marine marginale (Ohotsk, Japoniei, Chinei de Est, Chinei de Sud, Filipinelor etc.).

Caracterul mai frămîntat al acestei părți iese în evidență din numărul mare al foselor ce însoțesc arcurile insulare, ca și din adîncimea lor foarte accentuată *(Mariane,* 11 521 m, *Filipine,* 11 486 m, *Kurile,* 10 900 m, *Fosa Japoniei,* 10 680 m etc. (fig. 33).

Latura de est are alt aspect, mai simplu. Aici șelful este foarte îngust, predominante fiind adîncimile între 2 000 și 4 000 m, care se prelungesc în *Marele Prag Est-Pacific.*

Cîteva praguri mai înalte (Galapagos și Felix) separă cele două bazine suboceanice în partea de sud-est (Chile, Peru și Atacama). În dreptul Americii Centrale, chiar în apropierea țărmului, se află fosa sau *Grabenul Guatemala.*

Celelalte două laturi opuse, nordul și sudul Oceanului Pacific, sînt oarecum mai simetrice, în sensul că în fiecare parte se află cîte un bazin suboceanic, dar cu adîncimi diferite (în nord se află *Fosa Aleutine).*

În legătură cu dezvoltarea pragurilor și a foselor abisale, mai ales în partea centrală și în cea vestică, se vede o orientare predominantă (pe direcția NV-SE, la praguri și pe direcția N-S, la fose). Pragurile insulare din Oceanul Pacific sînt de trei feluri: *continentale, vulcanice* și *coraligene.*

În nord, pragul Aleutinelor separă, din cuprinsul Oceanului Pacific, *Bazinul Mării Bering,* care face trecerea spre Oceanul Arctic, iar în sud, *Bazinul Pacifico-Antarctic* reprezintă tranziția spre continentul sudic.

Bazinul Atlantic reprezintă numai o jumătate din suprafața Pacificului (90 300 000 km²).[1] Acesta are forma unui mare „S" și se întinde între Oceanul Arctic și continentul Antarctic. Pragul nordic Thomson îl delimitează de Bazinul Arctic, iar pragul sudic, Afro-Antarctic, îl separă de bazinul cu același nume, care face trecerea spre Antarctica (v. fig. 30).

Pragul central sau dorsala Atlanticului începe de la Insula Islanda și ajunge pînă în apropiere de Insulele Sandwich și constituie un fel de axă de simetrie a acestui bazin oceanic, ce-l separă în două părți — *Atlanticul de Est* și *Atlanticul de Vest.* O serie de alte praguri transversale delimitează numeroase bazine suboceanice mai mici, cum sînt:

[1] După unele date 90 170 000 km².

Vest-european, Canare, Capul Verde, Bazinul Guineii, Bazinul Angolei, Bazinul Capului, Bazinul Acelor, Bazinul Argentinei, Bazinul Braziliei, Bazinul Guianelor, Bazinul Caraibilor, Bazinul Bermudelor și Bazinul Labradorului.

Fosele sînt în număr redus și cu adîncimi mai mici: *Porto Rico* (9 218 m) și *Sandwich* (8 252 m). Podișurile suboceanice ocupă suprafețe mult mai mici, iar șelful are întinderi mai mari în jurul Arhipelagului Britanic, pe latura de est a Americii de Nord și pe latura de SE a Americii de Sud.

Bazinul Indian este al treilea ca suprafață (75 057 000 km²), iar ca poziție se află între Oceanul Atlantic și Oceanul Pacific. Acesta are un relief mai clar: un prag median care separă în partea de est Bazinul Indo-Australian, iar în vest, Bazinul Somaliei și Bazinul Malgaș. În nord se conturează Bazinul Indo-Arabic (v. fig. 30).

Prin cele două bazine sudice marginale (Afro-Antarctic și Australo-Antarctic), acesta ia contact cu Antarctica, iar spre nord, el este limitat de Asia, pe linia tropicului nordic.

Șelful este puțin dezvoltat, iar în apropierea coastei Indoneziei se află *Fosa Djava* (7 450 m), cea mai adîncă din acest ocean. (v. fig. 30).

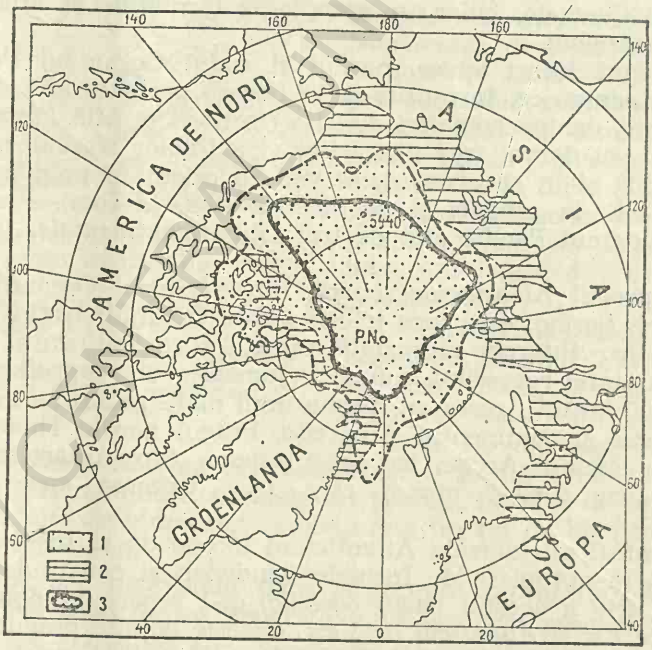


Fig. 34. Relieful Oceanului Arctic:
1 — masa de gheață — calota arctică; *2* — șelful; *3* — bazinul oceanic propriu-zis.

Fig. 35. Relieful fundului Mării Negre: *1* — cîmpii de abraziune; *2* — cîmpii de transgresiune; *3* — abruptul submarin; *4* — cîmpia limitei de acumulare marină (după V. P. Zenkovici).

Bazinul Arctic — cea mai mică depresiune oceanică (16 296 000 km²) — este situat destul de simetric în jurul Polului nord, dar la distanță mai mare între strîmtoarea Behring și Islanda decît între America de Nord și Asia.

Oceanul Arctic are un relief și mai simplu, reprezentat printr-un șelf foarte dezvoltat, mai mult pe latura asiatică și europeană, ocupat de mările Ciucilor, Siberiei de Est, Laptev, Kara, Barents etc., și un bazin central, separat în două de pragul Lomonosov și acoperit de o platoșă groasă de gheață (fig. 34). Adîncimile nu depășesc în acest ocean mai mult de 5 500 m.[1]

*
* *

Ca încheiere, trebuie să amintim și de *relieful fundurilor de mări.* Acesta este mai complex, cu contraste mai mari decît cel al oceanelor, datorită atît mișcărilor verticale, cît și depozitelor mai variate. Ca exemplu poate servi relieful de pe fundul Mării Negre (fig. 35).

5. Scurtă caracterizare a reliefului continentelor. Relieful continental, deși mai redus ca întindere (numai 29%) decît cel marin, este însă mult mai complex, datorită condițiilor specifice de dezvoltare (mediul de uscat și sub acțiunea directă a agenților atmosferici).

Din analiza hărții hipsometrice a întregului uscat rezultă următoarea repartiție a înălțimilor:

— Suprafețe depresionare sub nivelul mării = 0,5% din suprafața uscatului
— Suprafețe cu altitudine de la 0 pînă la 200 m = 27,0 din suprafața uscatului
— Suprafețe cu altitudine de la 200 pînă la 500 m = 27,1 „ „ „
— Suprafețe cu altitudine de la 500 pînă la 1 000 m = 18,2 „ „ „
— Suprafețe cu altitudine de la 1 000 pînă la 2 000 m = 16,2 „ „ „

[1] Unele lucrări străine, în special cele franceze, indică și *Oceanul Antarctic,* care reprezintă zona de contact dintre oceanele Pacific, Indian și Atlantic.

— Suprafețe cu altitudine de la 2 000 pînă la 3 000 m =6,9% „ „ „
— Suprafețe cu altitudine de la 3 000 pînă la 4 000 m =2,1 „ „ „
— Suprafețe cu altitudine de la 4 000 pînă la 5 000 m = 1,7 „ „ „
— Suprafețe cu altitudine peste 5 000 m = 0,3 „ „ „

Rezultă că mai mult de jumătate (56,3%) reprezintă regiunile joase de cîmpie și podișuri, cu altitudini între 0 și 500 m, iar munții cu înălțime de peste 1 000 m nu ating nici un sfert din suprafața uscatului.

Cel mai înalt vîrf al uscatului îl constituie vîrful *Everest* 8 848 m (Asia), iar cel mai coborît punct, *Marea Moartă,* care atinge 394 m sub nivelul oceanic mondial.

Alte vîrfuri principale de pe glob sînt:

— Ojos del Salado . . . . . .7 103 m (America de Sud);
— Mac Kinley . . . . . .6 236 m (America de Nord);
— Kilimandjaro . . . . . .6 010 m (Africa);
— Vinson . . . . . .5 138 m (Antarctida);
— Carstensz . . . . . .5 030 m (Oceania);
— Mont Blanc . . . . . .4 810 m (Europa).

Dintre depresiunile continentale cele mai coborîte, în afară de Marea Moartă, amintim:

— *Depresiunea Catara,* situată — la minus 137 m (Africa);
— *Valea Morții* (Death Valley) — la minus 146 m (America de Nord);
— *Depresiunea Mării Caspice* — la minus 28 m (Europa);
— *Depresiunea Rio Negro* — la minus 28 m (America de Sud);
— *Lacul Eyre* — la minus 12 m (Australia).

Altitudinea medie a uscatului este de 840 m, iar pe continente, ea se prezintă astfel:

— Europa . . . . . 300 m;
— Australia și Oceania . . . . . 400 m;
— America de Sud . . . . . 600 m;
— America de Nord . . . . . 700 m;
— Africa . . . . . 700 m;
— Asia . . . . . .1 000 m;
— Antarctida . . . . . .2 600 m.

De aici rezultă că Antarctida este continentul cel mai masiv, după care urmează partea centrală a Asiei, unde se află cele mai înalte culmi muntoase.

Din suprafața uscatului, peste 12 000 000 km² sînt acoperiți cu ghețari, din care Antarctida și Groenlanda sînt aproape în întregime acoperite de cuvertura de gheață.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Sub raport morfologic, relieful continentelor se prezintă sub forma a două trepte principale:

— *Cîmpiile și podișurile exterioare* (fig. 36), cu altitudini între 0 și 600 (800)[1] m, ocupă cele mai mari întinderi, fiind repartizate în partea de est a Americii, în nord și nord-vestul Africii, în nordul Europei și Asiei, precum și aproape peste tot în Australia, cu excepția unei porțiuni înguste din estul acesteia.

— *Munții și podișurile interioare* (fig. 36), cu altitudine de peste 600 (800) m, care se desfășoară sub forma unor fîșii mai înguste, orientate, în Europa și Asia, de la vest la est (marele lanț muntos alpino-himalaian); în Africa, pe diagonala NE—SV (marele sistem de horsturi și grabene), iar în America, de la nord la sud, ca și în Asia de Est, unde formează marele brîu de munți în jurul Oceanului Pacific. În cuprinsul acestor șiruri de munți sînt înglobate o serie de podișuri intramontane, cu altitudini variabile, cum sînt podișurile: Transilvaniei, Anatoliei, Iranului, Tibetului, Kașgariei, Țungariei, Gobi (Asia), Yukon, Columbia Britanică, Marele Bazin, Colorado, Mexic (America de Nord), Ecuador, Bolivia (America de Sud) etc.

Aceste mari unități morfologice ale reliefului continental reflectă o strînsă legătură cu tectonica majoră, munții reprezentînd regiunile de ridicare și eroziune intensă, iar cîmpiile, pe cele de scufundare și acumulare.

Podișurile exterioare sînt legate mai ales de marile scuturi cristaline, iar în cuprinsul reliefului muntos al globului, pe primul plan stau zonele tinere de orogen alpin.

6. **Privire regională pe continente. Asia** este, în ordinea întinderii, cel mai mare continent (43 921 100 km^2), unde relieful este repartizat astfel: *cîmpii*, 26,2%, *podișuri*, 46,6% și *munți*, 29,2%, iar altitudinea medie atinge 1 000 m. Din aceste cifre se vede că în Asia pe primul plan stau *podișurile*, apoi *munții* și *cîmpiile*.

Cel mai înalt vîrf este *Everest* (8 848 m), iar cel mai coborît punct se află în *Marea Moartă* (minus 394 m).

Cîmpiile au cea mai mare întindere în nord-vestul continentului, în jurul Lacului Aral și în bazinul fluviului Obi; în partea de est, în lungul fluviilor Huanhe și Iantzî, precum și în sud, în lungul fluviilor Ind, Gange și Brahmaputra.

Podișurile se dezvoltă mai mult ca un brîu intramontan, începînd de pe litoralul mediteranean și pînă la poalele Munților Hindukuș (podișurile Anatoliei, Armeniei și Iranului) și apoi urmează podișurile din centrul Asiei (Pamir, Tibet, Kașgariei, Țungariei și Gobi), care ocupă suprafețe deosebit de mari.

Munții se desfășoară ca niște arcuri lungi, cu convexitatea spre sud, în lungul sistemului alpino-himalaian, care începe cu Munții Pontici și

[1] După unele păreri, limita superioară este considerată 800 m.

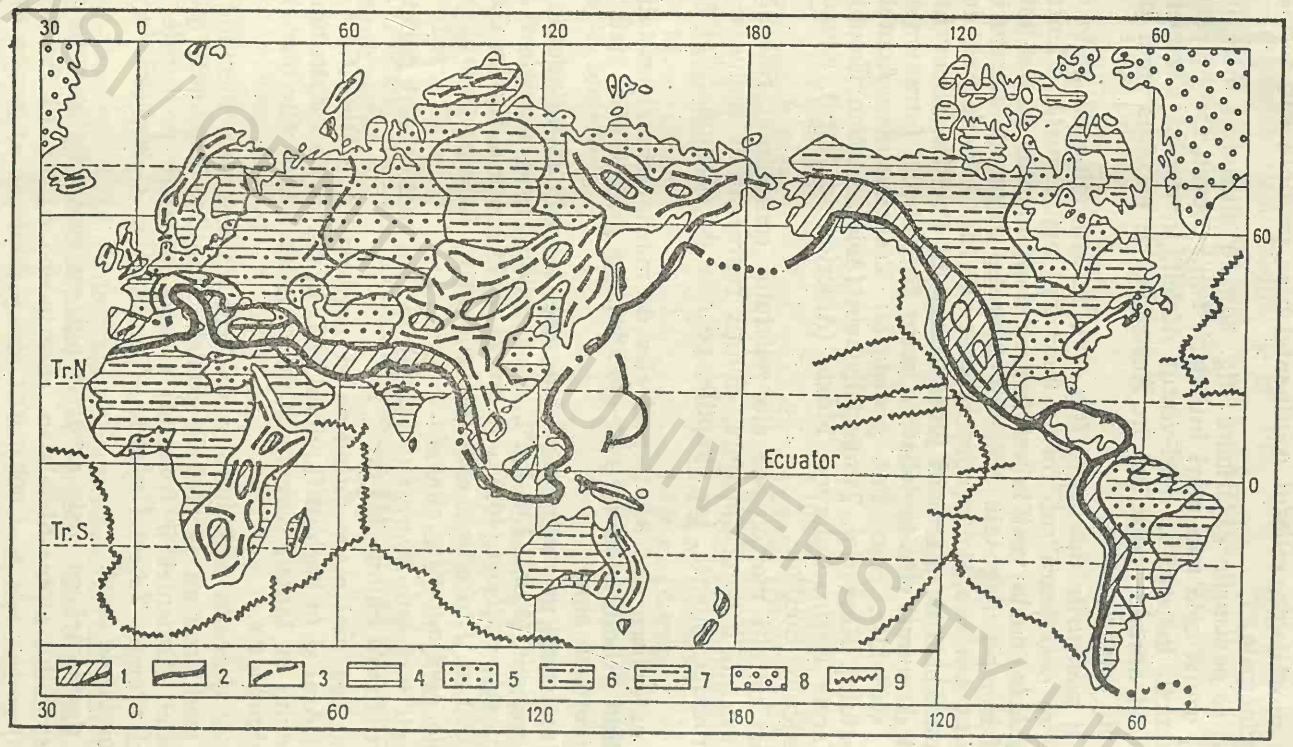


Fig. 36. Trăsăturile principale ale reliefului continental (după autor):

1 — munţi şi podişuri interioare (intramontane); *2* — direcţia principală a lanţurilor muntoase din sistemul alpin; *3* — alte sisteme muntoase mai vechi; *4* — cîmpii şi podişuri exterioare, oxtramontane; *5* — cîmpii joase, de acumulare; *6* — cîmpii înalte, de eroziune; *7* — podişuri, cu munţi joşi, tectonici şi reziduali; *8* — relief de cîmpii, podişuri şi munţi, acoperit de calota glaciară actuală; *9* — marile sisteme de grabene şi praguri suboceanice (după R. E. Murphy), în comparaţie cu sistemul alpin. Vezi suprapunerea haşurii orizontale de la punctul *4* peste semnele de la punctele *5*, *6* şi *7*.

BCU INSTITUTUL DE GEOGRAFIE UNIVERSITY LIBRARY

se termină cu lanțurile Indoneziei, sau cu convexitatea spre est, în sistemul răsăritean al Asiei, începînd din Peninsula Kamceatka, trecînd prin insulele japoneze și pînă în Indonezia (fig. 36).

Pe latura de nord a Asiei Centrale, sistemul muntos se desfășoară fragmentar și sub formă de arcuri largi în jurul lacului Baikal, de unde trece pe latura de est a Asiei, în lanțuri paralele cu litoralul pînă în Peninsula Ciucilor.

Africa (29 287 000 km²) are altitudine medie mai mică decît a Asiei (700 m). Cel mai înalt vîrf este *Kilimandjaro* (6 010 m), iar cea mai coborîtă depresiune este *Cattara* (minus 134 m).

Sub raport morfologic, Africa este continentul *podișurilor* (63,8%), după care urmează *munții* (21,6%) și apoi *cîmpiile* (14,6%).

Munții apar la cele două capete, în nord și în sud, pe diagonala Marea Roșie—fluviul Zambezi, în lungul marelui sistem de grabene africane, ca și pe diagonala Munților Tibesti din Sahara.

Podișurile au cea mai mare întindere de o parte și de alta a tropicului nordic, în cuprinsul Saharei, în jurul lacului Victoria și în Bazinul Kalahari.

Cîmpiile au, în general, o poziție marginală, cum este în Libia, Senegambia, la gura Nigerului și pe litoralul Oceanului Indian, iar în interiorul continentului, cea mai mare cîmpie înaltă se află în Bazinul Congo.

America de Nord (24 396 000 km²) are tot 700 m altitudine medie. Cel mai înalt vîrf este *Mac Kinley* (6 326 m), iar cel mai jos punct al reliefului îl formează *Valea Morții* (minus 146 m). Și în acest continent predomină *podișurile* (56,2%), după care urmează *cîmpiile* (34%) și apoi *munții* (19,8%).

Sistemul muntos cel mai important îl constituie Cordiliera nord-americană, situată pe latura de vest. Aceasta constă din mai multe lanțuri muntoase arcuite și paralele cu litoralul Pacificului, care închid podișuri intramontane întinse (Yukon, Columbia Britanică, Marele Bazin, Colorado, Mexic).

Podișurile ocupă mai ales nordul continentului (Podișul Canadei), iar *cîmpiile*, litoralul estic și sudic, precum și centrul continentului (Cîmpia Marilor Lacuri).

America de Sud (17 782 400 km²) are o altitudine medie mai mică (600 m). Cel mai înalt vîrf este *Ojos del Salado* (7 103 m), iar cea mai coborîtă depresiune este *Rio Negro* (minus 28 m).

Cea mai mare suprafață o au *cîmpiile* (45,5%), apoi *podișurile* (37,6%), după care urmează *munții* (16,9%).

Munții se află tot pe latura de vest, ca și în America de Nord, dar și spre nord, lățimea lor fiind mai redusă, vîrfurile mai înalte și podișurile intramontane mai mici (de exemplu, podișurile peruviano-boliviene).

Podișurile sînt dezvoltate peste tot pe latura de est (la nord de ecuator, Podișul Guianei, și la sud, Podișul Braziliei, iar la sud de 40° latitudine sudică, Podișul Patagoniei).

Cîmpiile sînt situate între unităţile amintite anterior în lungul fluviilor (Orinoco, Amazon, Parana şi La Plata), cea mai mare fiind *Amazonia.*

Antarctida (13 041 000 km²), continentul glaciar, are o altitudine medie de (2 600 m) datorită calotei de gheaţă şi din care relieful stîncos al munţilor se ridică numai pe o suprafaţă de circa 2 500 km² sau 0,02% din întinderea ei. Vîrful cel mai înalt este *Vinson* (5 138 m).[1]

Europa (10 042 000 km²) are cea mai redusă altitudine medie (300 m). Vîrful cel mai înalt este *Mont Blanc* (4 810 m), iar depresiunea cea mai coborîtă o reprezintă Marea Caspică (minus 28 m). Europa este continentul cîmpiilor (62,1%), situate în partea de mijloc şi de est (începînd de la ţărmul Oceanului Atlantic şi pînă la poalele Munţilor Ural).

Podişurile au cea mai mare răspîndire în partea de NV a continentului (în Fennoscandia), iar *munţii* în sud, unde predomină sistemul muntos alpin, reprezentat prin lanţurile: Pirinei, Apenini, Alpi, Carpaţi, Dinarici şi Balcani, care se împletesc cu zone de *cîmpii,* specifice depresiunilor intramontane (Cîmpia Padului, Cîmpia Dunării de mijloc, Cîmpia Dunării inferioare sau de jos etc.).

Oceania (9 957 000 km²), respectiv **Australia,** cu 400 m altitudine medie reprezintă cel mai mic continent, în care predomină *podişurile* (66,7%)[2], care ocupă toată partea de vest. *Cîmpiile,* situate în partea centrală dintre Golful Carpentaria şi Golful Spencer, au o întindere de 32%, iar munţii, mai puţin decît în oricare continent (1,3%).

Cel mai înalt vîrf din Australia este Kosciusko, de 2 234 m, iar cel mai coborît punct se află în Lacul *Eyre* (minus 12 m).

Mai înalt decît acesta, în cuprinsul Oceaniei, este vîrful Carstensz (5 030 m) din Noua Guinee.

III. Geneza bazinelor oceanice şi a continentelor

Aceasta constituie problema de bază a reliefului planetar şi care a fost atinsă parţial în decursul expunerilor anterioare, cu privire la structura scoarţei terestre şi la tipurile ei.

Cele două grupe de ipoteze principale cu privire la modul de formare a continentelor şi oceanelor — *prima,* care consideră că învelişul de sial (granitic) a fost *continuu,* iar *a doua,* că acesta a fost *discontinuu* (ca mase de diferite dimensiuni) — sînt strîns legate de particularităţile structurii scoarţei terestre, de geneza magmei granitice şi bazaltice.

În prima grupă, unii specialişti socotesc că scoarţa de tip continental s-a separat în urma diferenţierii gravitaţionale a Pămîntului în stare fluidă pe întreaga suprafaţă a lui, care avea în timpul acela dimensiuni mai mici. Ulterior, Pămîntul s-a mărit mult, încît raza lui a crescut aproximativ de două ori. Concomitent cu aceasta, scoarţa continentală a fost ruptă în bucăţi, marginile fracturilor s-au îndepărtat şi pe locul păr-

[1] După unele date, vîrfurile cele mai înalte depăşesc chiar 6 000 m.
[2] Inclusiv munţii insulari, reziduali.

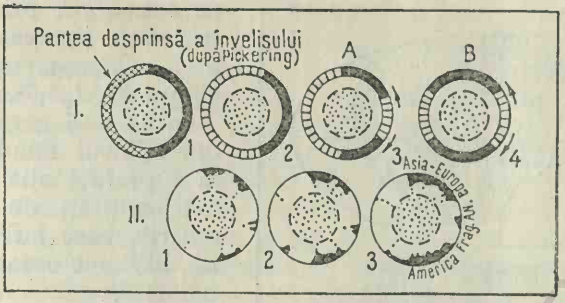


Fig. 37. Diferite scheme în legătură cu formarea continentelor și bazinelor oceanice (după P. N. Kropotkin), cu unele modificări ale autorului:

I — Ipoteza separării scoarței în stadiul fluid al Pământului (*1* — ruptura învelișului în regiunea Oceanului Pacific, care a dus la formarea Lunii din proeminența de flux după Pickering); *2* — continentul unic *Pangaea* (după Wegener); *3* — varianta *A*, ruperea și alunecarea blocurilor continentale (după Wegener); *4* — varianta *B*, continentele bipolare Laurasia și Gondwana).

II — Ipoteza formării continentelor pe calea diferențierii locale a materiei scoarței, în legătură cu procesele de cutare (*1, 2, 3* — fazele succesive ale formării depresiunilor oceanice, a șiragurilor de insule și a continentelor).

Cu negru și hașuri verticale este reprezentat învelișul scoarței; cu alb — mantaua; cu puncte — nucleul, iar cu linii punctate — fracturile de adîncime (grosimea desenului scoarței este exagerată de 30 de ori față de scară).

ților descoperite de învelișul amintit au apărut oceanele și scoarța de tip oceanic. Alții, cum este W. H. Pickering (1907), adeptul unui înveliș de tip continental, inițial continuu, socotește că acesta a fost fragmentat în urma desprinderii Lunii din zona Oceanului Pacific (fig. 37, *I.1*)

În a doua grupă, alții socotesc că scoarța terestră a început să se consolideze prin formarea primelor agregate în cuprinsul depresiunilor oceanice (Oceanul Pacific și celelalte oceane), care au constituit un fel de „insule simatice". A urmat apoi consolidarea din cuprinsul continentelor (subfaza sialică), formîndu-se astfel învelișul continuu al scoarței terestre.

Cu alte cuvinte, scoarța de tip continental n-a acoperit niciodată întreaga suprafață terestră și nici n-a depășit întinderea ei actuală.[1]

Mai mult, s-a presupus că scoarța de tip continental era reprezentată fie printr-un singur bloc precontinental *(Pangaea)*, după A. Wegener (fig. 37, *I, 2*), fie prin două blocuri precontinentale (Laurasia și Gondwana), după Ed. Suess, E. Haug și alții. (fig. 3, *B, 4*), care la începutul mezozoicului au fost rupte în bucăți, s-au distanțat apoi între ele

[1] Analizele radioactive, efectuate pentru determinarea argonului degajat din atmosferă și a potasiului din scoarța Pămîntului, au confirmat ipoteza după care întreaga suprafață a Pămîntului a fost acoperită inițial de *scoarța de tip continental*, ca și posibilitatea unei măriri colosale a Pămîntului (cu extinderea și migrarea continentelor).

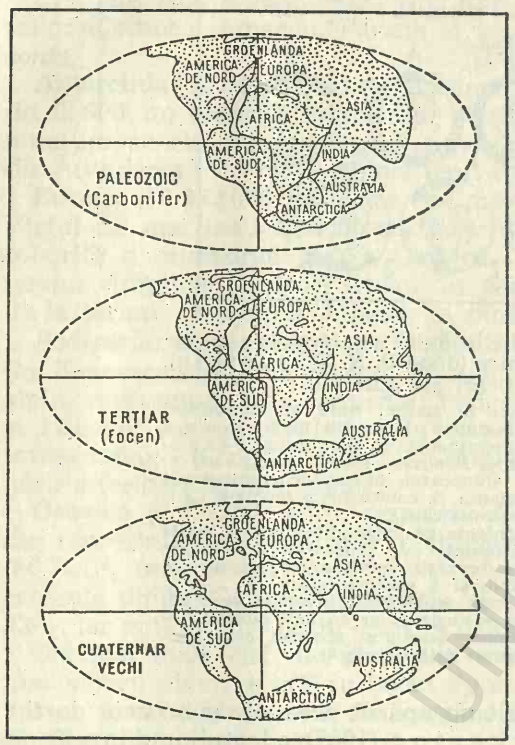


Fig. 38. Formarea continentelor și a bazinelor oceanice, după A. Wegener, cu fazele respective.

pe orizontală, prin mișcarea de translație (ipoteza lui A. Wegener), așa cum se arată în figura 37, *I,A,3*[1].

În această perioadă de timp, din adîncul Pămîntului a ieșit la suprafață apa, împreună cu noi cantități de material din scoarță, care au umplut, treptat, bazinele oceanice în curs de adîncire.

Pe baza celor expuse mai sus s-au dezvoltat multe din ipotezele cunoscute astăzi (Wegener, Staub, Rücklin, King).

1. *Ipoteza lui* A. Wegener este cunoscută sub mai multe denumiri: *ipoteza driftului continental, ipoteza translației, plutirii* sau *migrării continentelor.*

Wegener admite că globul actual are la origine *un singur continent* (mai bine zis un singur bloc precontinental, denumit *Pangaea*) și o *singură masă oceanică* de vîrstă paleozoică. Acest bloc continental inițial, unitar, s-a dislocat ulterior de-a lungul unor mari linii de falii în mai multe bucăți, care prin plutire treptată (ținînd seama de densitatea diferită a sialului și a simei, ca și de mișcarea de rotație a Pămîntului) au constituit continentele actuale, separate între ele prin oceanele formate în depresiunile dintre blocurile de uscat.

Procesul acesta de dislocare pe verticală și apoi de plutire se poate urmări succesiv și destul de bine în cele trei faze geologice principale — *carboniferă, eocenă și cuaternară veche* (fig. 38).

Wegener a pornit de la constatările următoare:

— *Fundul oceanelor* este constituit din sima, mai compactă și mai grea, iar continentele apar ca niște sloiuri de sial, mai ușoare, și de aceea ele plutesc pe substratul lor.

— *Datorită derivei* continentelor în partea frontală a sloiului continental, care înaintează într-o anumită direcție, se ridică lanțuri de munți,

[1] În mod comparativ, s-a dat în figura 37, *II* o altă ipoteză, după care continentele și depresiunile oceanice s-au format prin diferențierea locală a materiei scoarței terestre, în legătură cu procesele de cutare ale ei prin stadii diferite *(1, 2, 3).*

ca urmare a rezistenței pe care o întîmpină masa de sial din partea celei de sima, iar în spatele blocului continental în deplasare se desprind sloiuri mai mici sub formă de insule.

În felul acesta s-a format *Cordiliera americană și Insulele Antile*, unde plutirea blocului continental s-a făcut evident spre vest.

— *Regiunea cea mai tipică* pentru exemplificarea ipotezei lui Wegener o constituie Oceanul Atlantic, ale cărui margini prezintă o serie de argumente necesare înțelegerii ei, fie de *ordin morfologic* (țărmurile Europei și Africei, pe de o parte, și ale celor două Americi, pe de alta, care se îmbucă perfect, fiind paralele) și *structural* (aceleași roci cristaline, eruptive și sedimentare apar de o parte și de alta a Oceanului Atlantic), fie *biologic*.

Continuarea elementelor legate de marea calotă glaciară pleistocenă din Europa și America de Nord pledează tot în același sens.

O serie de alte fapte — *geodezice* (deplasarea Groenlandei și Madagascarului, astăzi), *geozifice* (diferite măsurători), *paleontologice*, *paleoclimatice* etc. — oferă și mai mult credit acestei ipoteze.

Spre deosebire de oceanele, Atlantic și Indian, care s-au format în despicăturile condiționate de driftul continental, Oceanul Pacific se află pe locul lui de origine.

Cauzele fracturării și plutirii blocurilor continentale sînt multiple (forța centrifugă, care ia naștere din mișcarea de rotație și care împinge corpurile spre vest, mareele, curenții subcrustali etc.), așa cum arată C. Brătescu (1941—1942).

Ipoteza lui Wegener și-a găsit cea mai largă aplicare în zoogeografie, deoarece cu ea se acordă foarte bine diferențierea din ce în ce mai mare a faunelor de pe diversele continente în decursul istoriei Pămîntului, ca și cu tinerețea relativă a faunei Oceanului Atlantic, în comparație cu aceea a Oceanului Pacific (R. Călinescu, 1956).

Sub raport geomorfologic, această ipoteză rezolvă cele mai multe din problemele majore ale reliefului terestru, dar rămîne datoare în explicarea marelui sistem de depresiuni și lanțuri muntoase intercontinentale din lungul celor trei mediterane (sistemul muntos alpino-himalaian)[1], ca și a pragului central atlantic (un lanț muntos în formare).

2. *Ipoteza lui* H. Rücklin (1964) se bazează pe existența celor două continente inițiale, bipolare, stabilite de Ed. Suess și E. Haug: *Laurasia*, în nord (formată din Eurasia, America de Nord, Groenlanda și Arhipelagul Arctic) și *Gondwana*, în sud, constituită din America de Sud, Africa, Australia și blocul Peninsulei India), așa cum se vede în figura 39. Această grupare inițială a continentelor a existat în *perioada protogeică*[2], cînd, sub influența mișcării de rotație a Pămîntului și a forței centrifuge, sima s-a deplasat spre ecuator, iar sialul spre poli

[1] Această problemă o explică mai bine alte ipoteze (H. Rücklin, E. Staub), expuse mai departe în lucrare.

[2] Perioada protogeică corespunde, după A. Rücklin (1964), ca timp prepaleozoicului și s-a caracterizat printr-un regim termic negativ, ca rezultat al predominării procesului de contracție a scoarței terestre.

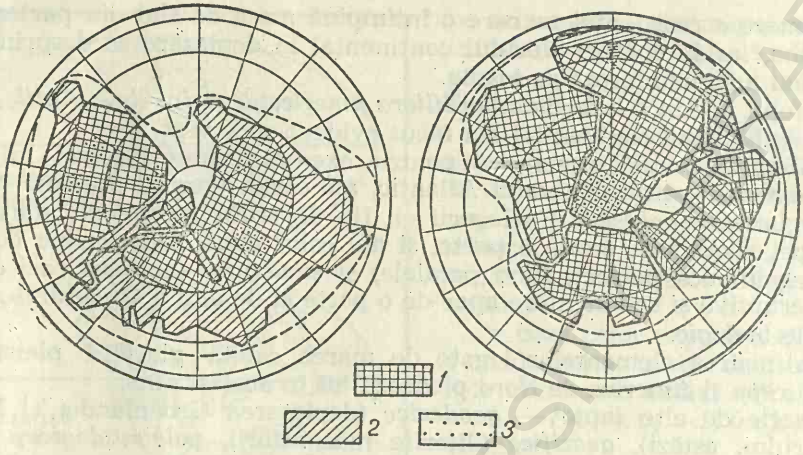


Fig. 39. Reconstituirea celor două continente inițiale, bipolare — *Laurasia* (în stînga) și *Gondwana* (în dreapta), după H. Rücklin:
1 — scuturi continentale protogeice; *2* — centura de cutare neogeică; *3* — regiuni cu urme ale glaciației neogeice.

În a doua parte a evoluției suprafeței Pămîntului, numită *perioada neogeică*[1], s-a produs ruperea și fragmentarea Laurasiei și Gondwanei, ca urmare a intensificării mișcărilor subcrustale, o dată cu încetarea contracției și cu începerea derivei continentelor.

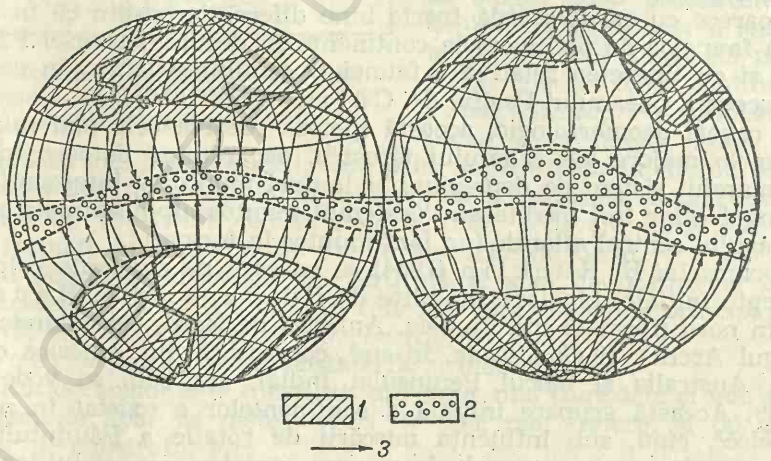


Fig. 40. Cîmpul de curent subcrustal la începutul neogeicului (după H. Rücklin):
În stînga — imaginea Thetysului; în dreapta — imaginea Pacificului:
1 — continentele inițiale — vechi cîmpuri de ridicare; *2* — cîmp de scufundare; *3* — linii de curenți subcrustali.

[1] Aceasta începe cu paleozoicul, cu perioada cambriană.

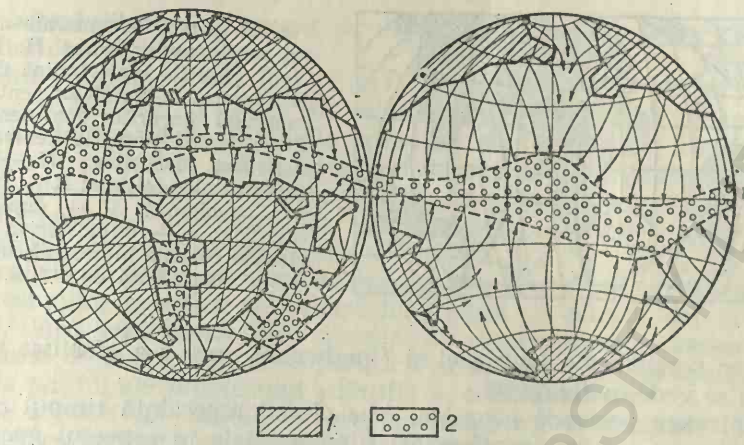


Fig. 41. Cîmpul de curent la începutul ciclului alpin (după H. Rücklin). În stînga — imaginea Thetysului; în dreapta — imaginea Pacificului. Se vede, de asemenea, poziția continentelor la sfîrșitul fazei de cutare varistică și care reprezintă poziția de pornire a derivei alpine.

Continentul Gondwana, de formă aproape circulară, a fost solicitat radiar, aproape uniform, în fiecare direcție, de către mișcarea curentului subcrustal, spre cîmpul de scufundare din zona ecuatorială (fig. 40), și împărțit în cinci blocuri parțiale.

Continentul Laurasia, cu forma sa de arc de cerc, condiționează o asimetrie mare a cîmpului de curent subcrustal produs de acesta. Ca urmare, el a fost solicitat spre Marea Thetys pe direcție meridiană, iar spre Pacificul de Nord, pe direcția NV-SE și NE-SV, rupîndu-se astfel pe mai multe linii cu direcție longitudinală și meridiană (fig. 41).

În tot timpul neogeicului a existat o diversitate de cîmpuri de curenți subcrustali, chiar de la o emisferă la alta, de unde au rezultat și mișcări de derivă cu totul diferite.

Cele două direcții principale ale curenților subcrustali au fost condiționate de cîmpul de scufundare al Mării Thetys și de cîmpul Oceanului Pacific.

Aceste cîmpuri de scufundare s-au menținut tot timpul neogeicului, iar mișcările de derivă au fost diferite de la o emisferă la alta *(de rotire* spre dreapta a blocului nord-american și spre stînga a blocului eurasiatic, precum și *de translație*, în emisfera sudică).

Efectele curenților subcrustali și ale mișcării de derivă au avut ca rezultat formarea de oceane noi (Atlantic și Indian)[1] și apropierea

[1] În legătură cu Oceanul Pacific H. Rücklin împărtășește părerea că din partea nordică s-a desprins Luna (dar în timpuri pregeologice), de altfel, ca și W. H. Pickering, ipoteză contrazisă azi.

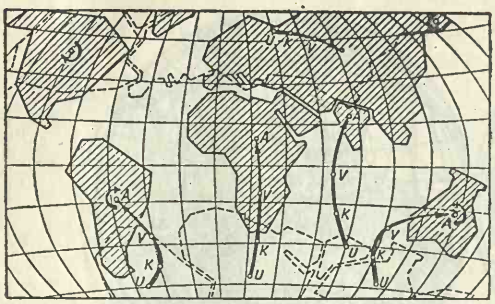


Fig. 42. Direcțiile generale ale derivei continentelor (după H. Rücklin). Săgețile mari indică direcțiile de mișcare ale punctelor centrale din cuprinsul blocurilor continentale: literele indică pozițiile centrelor din cuprinsul blocurilor (*U* — poziția continentelor inițiale; *K* — după deriva caledonică; *V* — după deriva varistică; *A* — după deriva alpină). Săgețile curbate indică mișcarea concomitentă de rotire.

blocurilor parțiale ale Laurasiei și Gondwanei, care s-a efectuat treptat, așa cum se vede în figura 42.

Din întreaga perioadă neogeică, *faza alpină* reprezintă timpul cel mai important care a adus transformări fundamentale în aspectul general al suprafeței terestre, datorită apropierii celor două blocuri inițiale — nordic și sudic.

Teritoriul Pacificului a suferit o îngustare mare și s-a delimitat mai precis.

Thetysul a dispărut și s-au format oceane noi. Între continentele nordice și sudice, care mai înainte erau separate unele de altele în mod mai pronunțat, a devenit posibil un schimb al faunelor și florelor, iar prin formarea oceanelor s-au rupt legăturile vechi, astfel că dezvoltarea biologică a urmat direcții diferite.

O dată cu mișcarea de derivă din timpul ciclului alpin, a avut loc și o deplasare a cîmpurilor de ridicare și de scufundare, ca urmare a schimbării curenților subcrustali.

Distribuția actuală neuniformă a maselor de uscat este deci o moștenire de la deriva alpină și ea stă în contrast cu uniformitatea din perioada protogeică.

Aspectul actual al suprafeței Pămîntului este dominat de *zonele tinere de orogen*, care se împart în două centuri — *orogenul Thetys* (alpino-himalaian) și *orogenul Pacific*.

Orogenul Thetys reprezintă cea mai mare centură de cutare, care cuprinde sudul și centrul Europei, Asia Mică, Iranul, Munții Hindukuș, Karakorum, Himalaya, o parte din Peninsula Indochina, Peninsula Malacca etc., adică o zonă foarte întinsă (prinsă între o serie de blocuri rigide din nord și sud).

Orogenul Pacific se desfășoară ca un brîu în cele două cordiliere americane, nordică și sudică, paralele cu litoralul, și apoi pe latura asiatică, prin legătura din Insulele Aleutine, în munții din Peninsula Ciucilor, Peninsula Kamceatka, Insulele Kurile, lanțul Sihote-Alin, lanțurile muntoase din Arhipelagul Japonez etc.

Bazată pe multe date geofizice și geologice (regimul geotermic, curenții subcrustali de convenție, dezintegrarea radioactivă), ipoteza lui H. Rücklin, ca și cea a lui L. C. King (1965), cu care este

foarte asemănătoare, au reușit să explice mai bine trăsăturile majore ale reliefului terestru.

Ipoteza pulsației, a lui Du Toit, V. Obrucev și M. Usov, susține că bazinele oceanice și continentele s-au format în urma perioadelor de contracție (bazinele oceanice) și de dilatare (continentele). Dezvoltarea pulsativă a Pămîntului este rezultatul condiționării a două componente energetice fundamentale — *deplasarea maselor* în procesul diferențierii gravitaționale și *degajarea energiei dezintegrării nucleare* din interiorul Pămîntului.

Aceste două grupe de ipoteze cu privire la geneza continentelor și a depresiunilor oceanice se bucură în prezent de adepți, dar și de adversari, după argumentele pro și respectiv contra de care dispun și care sînt destul de multe, atît de o parte cît și de alta, ele reprezentînd adevăratele pîrghii ale progresului științific în acest domeniu.

Toate acestea sînt probleme care, în viitor, vor fi rezolvate mai bine, mai ales cu ajutorul geofizicii și geochimiei, de la care se așteaptă și mai mult.

În concluzie, este necesar să subliniem că în explicarea formării reliefului de ordinul I trebuie să se țină seama de întreg complexul de date rezultate din cercetările geofizice, geochimice și geotectonice.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

PROBLEME DE GEOMORFOLOGIE STRUCTURALĂ

A. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA GENEZEI RELIEFULUI CONTINENTAL

Așa cum s-a văzut pînă aici, relieful terestru este foarte variat, atît ca dimensiuni cît și ca mod de formare, fiind mai complex, începînd de la domeniul *oceanic* la cel *continental* (de care ne ocupăm mai pe larg în cele ce urmează).

Relieful continental este rezultatul unei permanente interacțiuni dintre agenții interni și externi. Această interacțiune se poate urmări în întreaga istorie a Pămîntului, după efectele ei, materializate în diversitatea aspectelor reliefului actual, în legile lui (fig. 43).

Agenții interni, a căror sursă de energie se află în interiorul Pămîntului, în energia radioactivă, magmatism, căldura geotermică, gravitație, forțele chimice etc., creează marile denivelări sau ondulări, cu *aspect pozitiv* sub formă de munți, podișuri și de dealuri și cu *aspect negativ,* sub formă de depresiuni, cîmpii, zone de scufundare etc. Acestor agenți le revine deci în primul rînd *un rol constructiv, arhitectonic.*

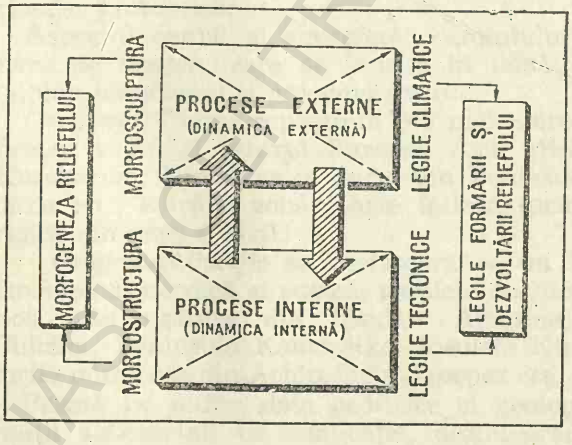


Fig. 43. Schema genezei reliefului continental.

Agenții externi, a căror sursă principală de energie se află la exteriorul Pămîntului (în energia solară), apoi în gravitație etc., au ca rezultat principal ștergerea *denivelărilor* (rol distructiv), a ridicăturilor, și apoi umplerea zonelor depresionare cu materiale rezultate din erodarea diferitelor roci (rol constructiv).

Această acțiune contradictorie dintre agenții interni și externi este — așa cum s-a mai spus — per-

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

manentă, dar ceea ce se schimbă la fiecare din aceste categorii de agenți în decursul timpului este *durata, intensitatea, ritmul acțiunii, îmbinarea forței lor*, ca și repartiția acestora în spațiu.

În grupa agenților interni sau endogeni intră: *mișcările tectonice, procesele magmatice* și *mișcările seismice*, care în totalitatea lor pot fi notați cu litera *T*, iar în grupa agenților externi sau exogeni intră: *rîurile, vînturile, ghețarii, valurile* și *curenții marini*[1], toate acestea putîndu-se nota cu litera *D*.

T — reprezintă deci întreaga morfodinamică internă a scoarței terestre *(endomorfodinamica)*, iar *D* reprezintă întreaga morfodinamică externă *(exomorfodinamica)*, de care depinde geneza și evoluția reliefului.

Din raporturile ce se creează între *T* și *D*, rezultă diferite categorii de relief: *tectonice*, de *eroziune* și de *acumulare*, așa după cum urmează:

— Cînd $T>D$, atunci pe suprafața Pămîntului predomină *relieful tectonic*, munții.

— Cînd $D>T$, atunci dimpotrivă predomină *relieful de eroziune*, cîmpiile și podișurile de eroziune.

— Cînd $T=D$, atunci se creează o stare de echilibru geomorfologic, cînd relieful tectonic și de eroziune au aceeași dezvoltare, adică acesta are caracter de *relief structuralo-eroziv* sau, invers, *erozivo-structural*. Dar factorul *T* poate avea și un sens negativ, și în acest caz predomină acumularea *(A)*, respectiv formele *reliefului de acumulare*. Și aici se pot ivi trei situații, și anume:

— Cînd $T>A$, atunci cîmpiile au fundul mult coborît, iar caracterul depresionar al lor este foarte evident.

— Cînd $T<A$, atunci cîmpiile își înalță fundul mult, determinînd un accentuat grad de meandrare a rîurilor și de înmlăștinire.

— Cînd $T=A$, atunci se ajunge la o altă stare de echilibru geomorfologic[2], tot cu caracter relativ, cînd cîmpiile de acumulare subsidentă sînt fragmentate de rețeaua hidrografică.

În sfîrșit, nu trebuie uitat *relieful vulcanic*, care sub raport genetic este strîns legat atît de relieful tectonic, cît și de cel de acumulare, dar cu specificul lui de proveniență internă.

În cele ce urmează se expun, pe rînd, problemele legate de *morfodinamica internă* (endomorfodinamica), sub denumirea de probleme de *geomorfologie structurală*, și apoi, cele legate de *morfodinamica externă* (exomorfodinamica), sub denumirea de *geomorfologie sculpturală* sau *climatică*.

Morfodinamica internă și caracterizarea ei (factorul *T*). Așa cum s-a arătat, prin morfodinamica internă se înțelege întreg complexul de

[1] Se înțelege că și procesele complementare acționează în mod paralel cu acestea.
[2] Este vorba de echilibru dinamic.

BCU Cluj / Central University Library

procese interne: *tectonice, magmatice* şi *seismice,* care prin acţiunea lor asupra scoarţei terestre au contribuit şi contribuie la formarea şi modificarea reliefului.

B. MIŞCĂRILE TECTONICE ŞI CLASIFICAREA LOR

Acestea reprezintă deplasările materialului consolidat din scoarţa terestră, care duc la modificarea structurii iniţiale-orizontale a acesteia, deplasări cauzate de forţele interne (în special, cele chimice) şi de gravitaţie.

Mişcările tectonice sînt răspunzătoare în primul rînd de crearea marilor denivelări *pozitive* ale scoarţei terestre (munţi şi dealuri), şi *negative* (depresiuni, cîmpii, zone de afundare etc.).

După sensul în care se produc, ele se împart în două categorii mari: *mişcările orizontale* şi *mişcări verticale* (G. Cernea, 1954)[1].

I. Mişcările orizontale şi structurile cutate

Mişcările orizontale se datoresc presiunii laterale sau tangenţiale, şi de aceea se numesc *mişcări tangenţiale, mişcări plicative* sau *de cutare.*

Aceste mişcări pe orizontală pot avea două aspecte: *unul ca deplasări de proporţii mari,* aşa cum s-a arătat la formele de ordinul I, cînd prin alunecarea blocurilor continentale (sialice) pe substratul de sima s-au format. în spaţiile dintre ele, bazinele oceanice (ipoteza lui Wegener), ca urmare a unui complex de factori, cum ar fi atracţia Lunii, *forţa lui Coriolis,* curenţii subcrustali de convenţie etc., şi *altul de deplasări pe suprafeţe mici* (10—40 km lăţime), cum sînt zonele de cutare, în care au luat naştere *munţii,* sub formă de cute, încălecări, şariaje etc.

Cute şi mişcări de cutare. Cutele reprezintă un fel de valuri sau ondulaţii ale scoarţei, indiferent de dimensiunile lor, iar *cutarea* este procesul prin care au luat naştere aceste ondulaţii. Cutele sînt caracteristice în primul rînd regiunilor cu roci sedimentare, care iniţial sînt dispuse în strate orizontale. Ele nu lipsesc nici din regiunile cu roci metamorfice sau chiar eruptive.

Orogeneza este o noţiune mai largă, care cuprinde ansamblul proceselor care duce la formarea unui lanţ muntos, cînd mişcările tangenţiale, asociate cu cele verticale, au avut o intensitate mai mare.

[1] În această împărţire s-au avut în vedere cazurile cele mai generale şi mai ales rolul acestor mişcări sub raport geomorfologic. Desigur că există şi exemple cînd cutele se formează prin mişcări verticale, iar faliile prin cele orizontale, ceea ce nu schimbă însă clasificarea de ansamblu, privită mai mult din necesităţi morfogenetice, de explicare a reliefului.

BCU SIBIU UNIVERSITY LIBRARY

Se cunosc mai multe cicluri orogenice: *laurenţian*, de vîrstă arhaică, *huronian*, de vîrstă proterozoică, *caledonic*, care s-a produs la începutul paleozoicului, în silurian-devonian, *hercinic*, care a avut loc la sfîrşitul paleozoicului, în permo-carbonifer, şi *alpin*, care s-a efectuat în mezozoic şi neozoic (v. tabelul nr. 2).

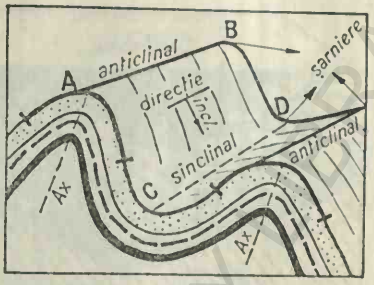


Fig. 44. Cutele şi elementele lor.

1. **Cutele şi elementele lor.** Cutele au dimensiuni variabile, de la cîţiva metri pînă la zeci, sute şi chiar mii de metri. Orice cută are două elemente principale — o parte *convexă*, numită *anticlinal*, şi alta *concavă*, numită *sinclinal*, care la rîndul lor au cîte un ax (axul anticlinalului şi axul sinclinalului), o *şarnieră* şi *două flancuri*, care indică înclinarea stratelor (fig. 44).

Înclinarea este unghiul pe care-l face planul stratelor cu planul orizontal, iar *direcţia* reprezintă linia perpendiculară pe înclinare.

a. *Tipuri de cute.* Cutele se clasifică după mai multe criterii (aspect general, înclinarea flancurilor, formă etc.).

După aspectul general se disting două categorii: *cute simple* şi *cute complexe*.

Cutele simple sînt reprezentate prin anticlinale şi sinclinale cu desfăşurare normală, care după înclinarea flancurilor pot fi de mai multe feluri: *drepte, aplecate, culcate* şi *răsturnate* (fig. 45, *A*).

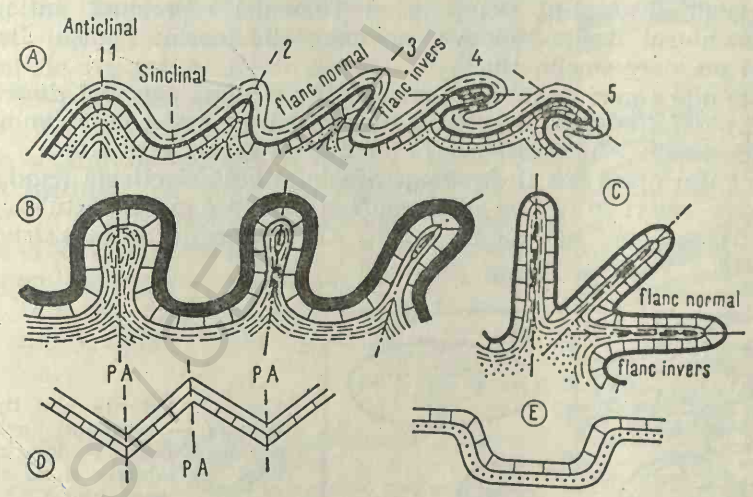


Fig. 45. Tipuri de cute simple:
A — de la *1—5* cute drepte, aplecate, culcate şi răsturnate; *B* — cute în evantai; *C* — cute izoclinale; *D* — cute tectiforme; *E* — cute în formă de cufăr.

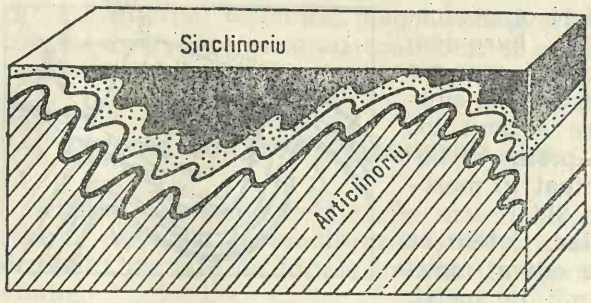


Fig. 46. Cute complexe — anticlinoriu și sinclinoriu.

Alte cute simple, caracterizate mai ales după formă, sînt *cutele în evantai* sau *strangulate*, ale căror flancuri converg în jos la anticlinale, și în sus, la sinclinale (fig. 44, *B*); *cute izoclinale*, cele cu flancuri paralele, care pot fi de asemenea drepte, deversate și culcate (fig. 45, *C*), și *cute tectiforme*, desfășurate în zigzag ale căror flancuri se racordează după un unghi, și nu după o linie curbă (fig. 45, *D*).

Cutele simple se mai pot clasifica și după forma lor, în *cute simetrice și cute asimetrice, în cute largi și cute strînse, cute în formă de cuțar* etc. (fig. 45, *E*).

Cutele complexe sînt reprezentate fie prin *anticlinorii* și *sinclinorii*, adică cute mari care cuprind o serie de ondulații mai mici (fig. 46), fie prin *anteclize* și *sineclize* (cute întinse, cu dimensiuni mari), un fel de bombări și lăsări largi, specifice regiunilor de platformă. Ca exemple de anticlinorii și sinclinorii se poate da zona muntoasă a Banatului, unde cristalinul (munții Dognecea și Semenic) reprezintă anticlinorii, iar sedimentarul Reșița-Moldova, un mare sinclinoriu; Podișul Babadag este și el un mare sinclinoriu.

Diferite alte tipuri de cute se pot clasifica și după *raportul dintre lungimea* (L) *și lățimea* (l) *a cutelor*, distingîndu-se astfel *cute lungi* (cînd acest raport este >5) și *cute scurte* (cînd acest raport este <5).

Acestea din urmă pot fi: *brahianticlinale* și *brahisinclinale* (cînd raportul L/l are valori între 2 și 5); *domuri* și *cuvete* (cînd raportul L/l este egal cu 1), așa cum se vede în fig. 47. Ele reprezintă de fapt *structurile semicutate*.

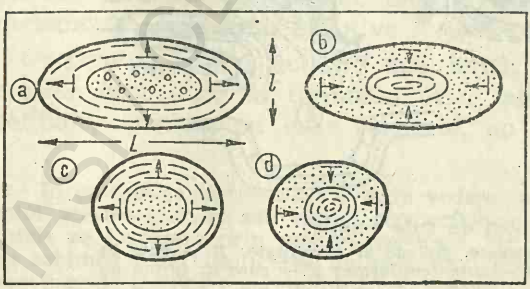


Fig. 47. Diferite alte tipuri de cute (*a* — brahianticlinal; *b* — brahisinclinal; *c* — dom; *d* — cuvetă, considerate și ca structuri semicutate).

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

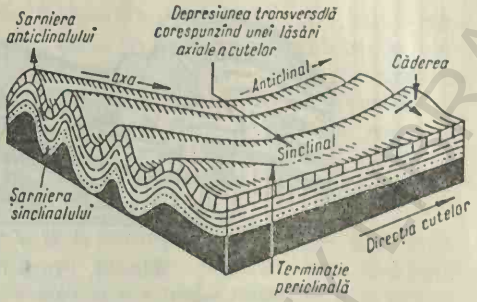


Fig. 48. Ridicări și scufundări axiale (după L. Moret).

În raport cu direcția munților, cutele sînt de două feluri — longitudinale (paralele cu direcția sau axa orografică a munților și *transversale* (perpendiculare pe direcția lanțurilor muntoase).

Cutele transversale se mai numesc *ridicări* și *scufundări axiale*, respectiv *anticlinale* și *sinclinale transversale* (fig. 48).

Cutele-falii se formează datorită împingerii laterale, prin subțierea și dispariția unuia dintre flancuri și înlocuirea lui printr-un plan de ruptură, o falie. Ele se mai numesc și *falii de acoperire sau falii de încălecare* (fig. 49, *c*). Alte cute mai complexe sînt *pînzele tectonice* (de șariaj și de acoperire).

Pînzele de șariaj reprezintă cute-falii cu deplasări mari de-a lungul planului de ruptură, care ajung pînă la încălecări sau șariaje. Stratele ce au rămas pe loc constituie *autohtonul* regiunii, iar cele care au fost supuse deplasării tangențiale reprezintă *pînza* regiunii, separate între ele prin *suprafața de contact anormal* (fig. 49, *d*). La pînzele de șariaj, mai evoluate, supuse acțiunii de eroziune a agenților externi, se pot distinge de asemenea alte două elemente, de natură morfologică, *fereastra* (porțiunea erodată din pînză și de sub care apare autohtonul) și *peticul de acoperire* (rest din pînză, care are aspectul unui martor de eroziune izolat), redate tot în figura 49, *e*, *f*.

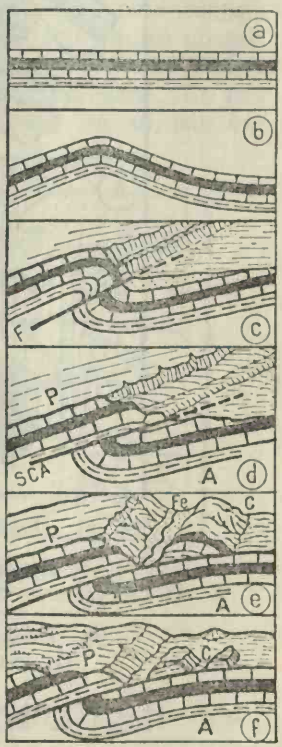


Fig. 49. Cute-falii și pînze de șariaj; formarea și raportul lor cu relieful:

a — strate orizontale; *b* — strate cutate slab; *c* — cută-falie; *d* — pînză de șariaj cu deplasare mică pe orizontală; *e* — idem, cu deplasare mare, formarea ferestrei și a clipei; *f* — idem, mai evoluată, erodată mult; *F* — falie; *SCA* — suprafață de contact anormal; *P* — pînză; *A* — autohton; *Fe* — fereastră; *C* — petice de acoperire sau clipe (prelucrare după O. D. Engeln).

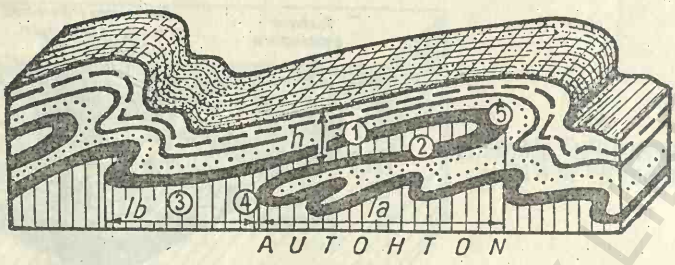


Fig. 50. Pînză de acoperire:

1 — flancul superior; *2* — flancul inferior; *3* — rădăcina; *4* — șarnieră radicală; *5* — șarnieră frontală; *h* — înălțime; *1b* — lărgimea bazei sau acoperirii; *1a* — lățimea acoperirii (după I. Dumitrescu).

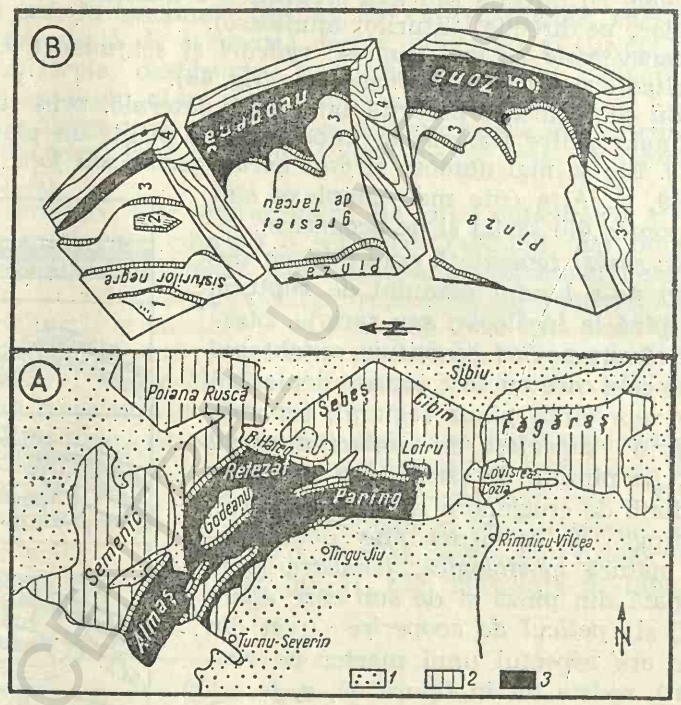


Fig. 51. Două exemple cu pînze de șariaj din Carpații noștri:

sus, schița tectonică a zonei flișului, după M. Ilie:

1 — pînza de Ceahlău; *2* — fereastra Dumesnic; *3* — pînza marginală; *4* — autohton (miocen); *5* — petic de acoperire;

jos, schița tectonică a Carpaților Meridionali, după G. Murgoci și Al. Codarcea și alții

Vezi indicația — săgeata N.

1 — regiunile terțiare învecinate; *2* — pînza getică cu peticele din Munții Godeanu și Cernei; *3* — autohtonul, scos la zi în fereastră prin eroziune de sub pînza getică).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Un alt tip de pînză este *pînza de acoperire*, rezultată din cute izoclinale cu amploare foarte mare —, în care se disting următoarele elemente: *flancul superior* sau *flancul normal* al cutei, în care stratele apar în succesiunea normală, *flancul inferior*, mult subțiat și deosebit de flancul invers al cutei culcate, *rădăcina pînzei*, care formează zona de unde a luat naștere cuta culcată, și *șarniera frontală*, alcătuind creștetul anticlinalului și care a suferit o deplasare orizontală (fig. 50); culcarea și deplasarea cutei se produc sub influența gravitației.

Ca tipuri de pînze de șariaj, dăm două exemple de la noi din țară: *pînza getică* din Carpații Meridionali și *pînzele flișului* din Carpații Orientali, *cu ferestrele* și *peticile de acoperire* sau *clipele*[1] respective (fig. 51).

Cutele diapire constituie un tip cu totul aparte, specific regiunilor salifere, cum sînt Subcarpații și Podișul Transilvaniei din România. Acestea au fost denumite astfel de către geologul român L. Mrazec.

Cutele diapire au forma unor anticlinale cu masive de sare în ax, care străpung depozitele mai noi în timpul mișcărilor tectonice, tinzînd să se apropie de suprafață.

Elementele unei cute diapire sînt redate în figura 52, din care cel mai important este *sîmburele*, constituit dintr-o materie plastică reprezentată de sare, gips sau argilă și intens cutată. Acesta ia în tot timpul cutării diferite forme: de conuri, creste, cilindri etc., așa cum se vede în figura 53. Specificul acestor cute îl constituie *dizarmonia* și *deversarea*. Ele pot fi *deversate unilateral*, așa cum este cazul la Băicoi (fig. 54, *a*), sau *bilateral*, cum se vede la Ocna-Mureșului (fig. 54, *b*).

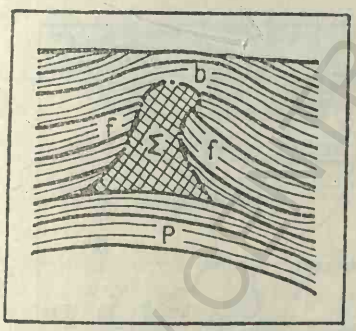


Fig. 52. Elementele unei cute diapire:
Σ — sîmbure; *b* — acoperișul (bolta); *f* — flancurile; *p* — patul (după I. Dumitrescu).

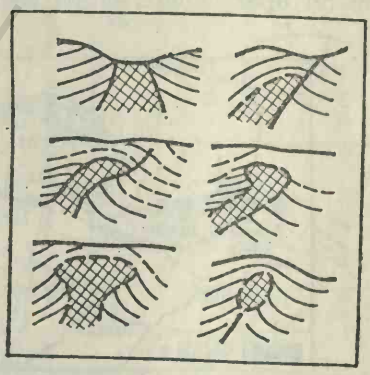


Fig. 53. Diferite tipuri de cute diapire (după L. Mrazec).

[1] *Clipele* sînt considerate în general ca masive exotice față de regiunile înconjurătoare.

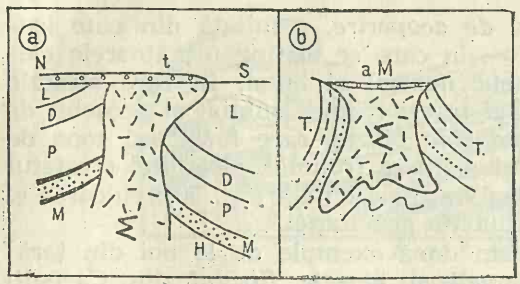


Fig. 54. Cute diapire (*a* — unilaterale; *b* — bilaterale):
Σ — sarea; *t* — terasă; *aM* — albia Mureşului; *T* — tortonian; *L* — levantin; *D* — dacian; *P* — ponţian; *M* — meoţian; *H* — helveţian (după M. Ilie).

În mişcarea ascensională a sării, stratele din acoperiş sînt subţiate sau chiar complet laminate. Sarea ajunge la suprafaţă, purtînd cu ea fragmente din rocile întîlnite. Aceste cute se mai numesc *cute cu sîmbure de străpungere.*

Prin eroziune, diapirele sînt scoase la zi şi atunci se numesc *diapire deschise,* iar cele care rămîn numai în interiorul scoarţei se numesc *diapire închise.*

După geneză, diapirele se împart în două categorii: *anticlinale diapire,* datorite compresiunii, şi *domuri diapire,* datorite gravitaţiei.

Regiunea de diapire cea mai tipică din România o reprezintă *Subcarpaţii dintre Buzău şi Ialomiţa* (fig. 55).

Diapirele deschise se caracterizează sub raport geomorfologic printr-un relief de *forme pozitive,* cu aspect de „masive de sare", şi *forme negative,* de tipul dolinelor, puţurilor etc.

b. *Asociaţii de cute — Sisteme de cute*[1]. În cele mai multe cazuri, cutele nu apar izolate, ci pe sisteme de diferite dimensiuni, ceea ce a

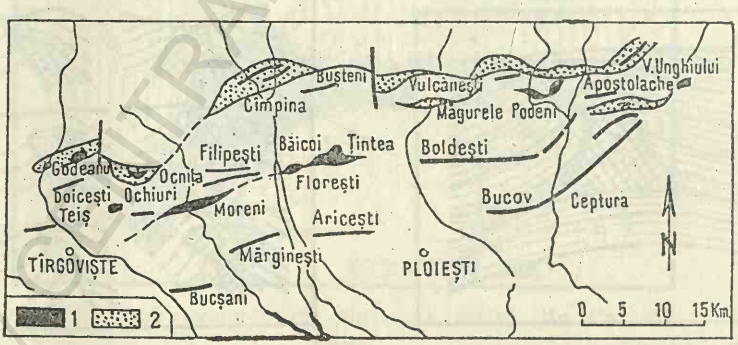


Fig. 55. Structurile diapire din Subcarpaţii dintre Buzău şi Ialomiţa:
1 — masive de sare la suprafaţă; *2* — miocenul cu masive de sare (după I. Atanasiu).

[1] Acestea corespund de obicei *zonelor orogenice,* care au cele mai variate tipuri de cute regulate şi neregulate.

permis să se poată vorbi de *asociații de cute*. Aceste asociații pot fi privite în plan vertical sau orizontal.

În plan vertical, secțiunile transversale ne prezintă mai multe stiluri de cute, dintre care amintim pe cele mai principale:

— *stilul jurasian* (fig. 56, *a*), caracterizat prin anticlinale și sinclinale dezvoltate în mod egal și paralel, în care culmile corespund anticlinalelor, iar depresiunile, sinclinalelor, ca, de exemplu, Munții Jura, sau cu *inversiuni de relief*, ca în Munții Aninei sau în Zona Leaota — Bucegi — Postăvarul — Piatra Mare — Baraolt;

— *stilul ejectiv*, caracterizat prin anticlinale mai strînse și sinclinale largi (fig. 56, *b*);

— *stilul dejectiv*, caracterizat prin sinclinale strînse și anticlinale largi (fig. 56, *c*);

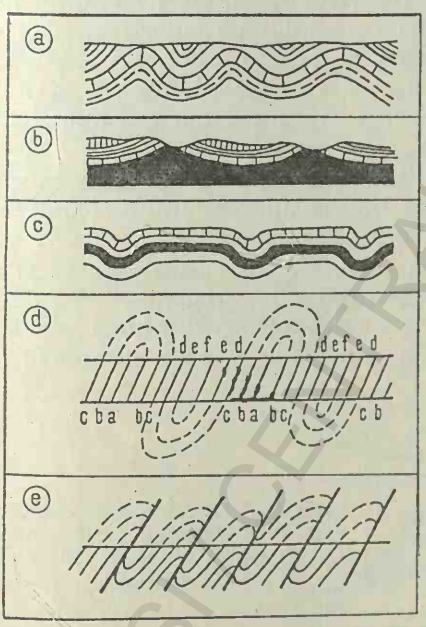


Fig. 56. Asociații de cute — stiluri tectonice:
a — jurasian; *b* — ejectiv; *c* — dejectiv; *d* — izoclinal; *e* — în solzi.

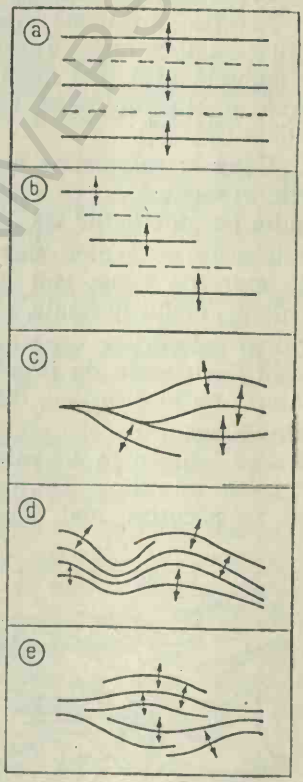


Fig. 57. Asociații de cute reprezentate în plan orizontal:
a — paralele; *b* — în releu, *c* — în virgație; *d* — în ghirlandă; *e* — amigdaloide.

BCU ASTRA CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

— *stilul izoclinal,* caracterizat printr-o serie de cute strînse (paralele, dar redresate la verticală), ca în flișul Carpaților Orientali (fig. 56, *d*);

— *stilul în solzi,* constituit dintr-o succesiune de cute-falii, care se mai numește și structură *în solzi* sau *imbricată* (fig. 56, *e*). Acest stil se întîlnește tot în zona de fliș.

În plan orizontal, cutele formează asociații sau fascicule care au diferite înfățișări: *paralele* (drepte sau sinoase), în *releu,* în *virgație,* în *ghirlandă, amigdaloide* etc. (fig. 57).

Asociațiile de cute sînt specifice zonelor orogenice și ele pot fi rezultate ale unei singure faze sau ale mai multor faze de cutare, care se pot suprapune sau juxtapune.

Munții rezultați în urma unei singure faze de cutare se numesc *munți monofazici,* de exemplu, Munții Urali, iar cei formați în urma mai multor faze orogenice se numesc *munți polifazici,* de exemplu, Carpații, Alpii etc. Aceștia din urmă constituie pentru noi exemplul cel mai concret de juxtapunere orogenică, o zonă mai veche *cristalino-mezozoică,* la care s-a adăugat alta mai nouă — *zona flișului.* Tot în acest caz se mai remarcă și suprapunerea Carpaților Orientali peste zona hercinică scufundată (fig. 58).

2. **Cauzele mișcărilor orogenice și formarea munților de cutare.** Mișcările orogenice au ca rezultat formarea munților de cutare în zone denumite *geosinclinale*[1] sau *zone de orogen.*

Mișcările orogenice sînt mișcări ritmice, care se desfășoară la intervale mari de timp, sub formă de *cicluri orogenice* (de exemplu, ciclul caledonic, ciclul hercinic, ciclul alpin).

Sursa mișcărilor orogenice o constituie *energia internă,* care este generată de o serie de procese specifice interiorului Pămîntului (contracție, dilatare, radioactivitate, diferențiere fizico-chimică etc.).

După accentul care s-a pus pe aceste procese interioare s-au emis numeroase ipoteze în legătură cu cauzele mișcărilor orogenice care duc la formarea munților. Dintre acestea se expun pe scurt numai cinci, pe care le socotim mai importante din punct de vedere geomorfologic.

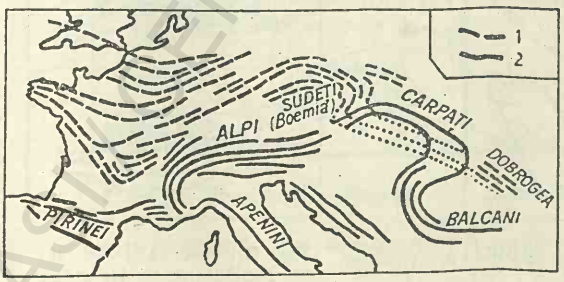


Fig. 58. Suprapunerea Carpaților Orientali peste zona hercinică (după L. Moret):
1 — cutări hercinice; *2* — cutări alpine.

[1] Unii geologi deosebesc în evoluția geosinclinalelor două faze — *una de scufundare* și *litogeneză,* și *alta de orogeneză, de ridicare a munților.*

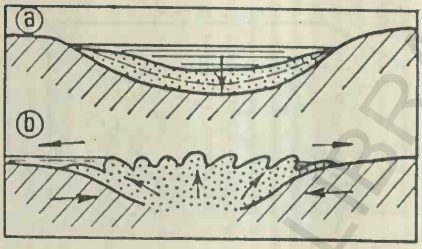


Fig. 59. Formarea munților în ipoteza contracției (după L. Moret):
a — acumularea sedimentelor; *b* — cutarea și revărsarea bilaterală a cutelor.

a) *Ipoteza contracției,* emisă de Elie de Beaumont și dezvoltată apoi de Ed. Suess, A. P. Karpinski și H. Stille, explică formarea munților prin răcirea părții interioare a Pămîntului, de unde rezultă micșorarea volumului acesteia, formarea fracturilor, însoțite de mișcări tangențiale, care prin presiune laterală dau naștere cutelor ce se revarsă la suprafață monolateral sau bilateral (fig. 59).

Cercetările radioactive au arătat că în interior se produce încălzirea Pămîntului și nu răcirea lui, fapt care a dus la reconsiderarea acestei teorii și la îmbunătățirea ei prin rezultatele celorlalte ipoteze, în special cu ipoteza geosinclinalului.

b) *Ipoteza geosinclinalului,* emisă de D. Hall (1857) și dezvoltată de E. Haug (1900), se bazează pe observația că zonele cutate se suprapun pe ariile geosinclinale, așa cum este, de exemplu, cazul lanțului muntos alpino-himalaian.

Geosinclinalele reprezintă zone mari de scufundare a scoarței terestre, situate între blocuri rigide (oceanice și continentale) și în care are loc o sedimentare marină foarte importantă *(acumulare subsidentă de geosinclinal).* Ele sînt însoțite de fracturi mari și de importante procese magmatice (fig. 60, *A, B*).

Sub influența greutății sedimentelor, geosinclinalul se scufundă treptat, sedimentele ajungînd la adîncimi mari cu temperatură înaltă, iar blocurile învecinate exercită o presiune laterală accentuată.

Datorită încălzirii, măririi volumului și presiunii laterale (tangențiale), sedimentele de pe fundul geosinclinalului se cutează, formîndu-se astfel *munții în faza embrionară* (fig. 60, *C*), care se înalță treptat din cuprinsul acestei depresiuni, pînă la suprafața apei (fig. 60, *D*), alăturîndu-se apoi blocului continental ca zonă orogenică (fig. 60, *E*).

Datorită faptului că blocurile continentale laterale nu se găsesc la același nivel și acționează în mod diferit, zona cutată a geosinclinalului este *asimetrică,* avînd cutele revărsate numai într-o singură parte, în direcția unde forța de împingere a fost mai mare.

Regiunea de unde se produce împingerea se numește *hinterland* sau *arrière-pays,* iar regiunea către care sînt îndreptate cutele constituie *vorlandul* sau *avant-pays-ul* (fig. 61, *a*), iar cînd împingerea este dublă, vorlandul este bilateral (fig. 61, *b*).

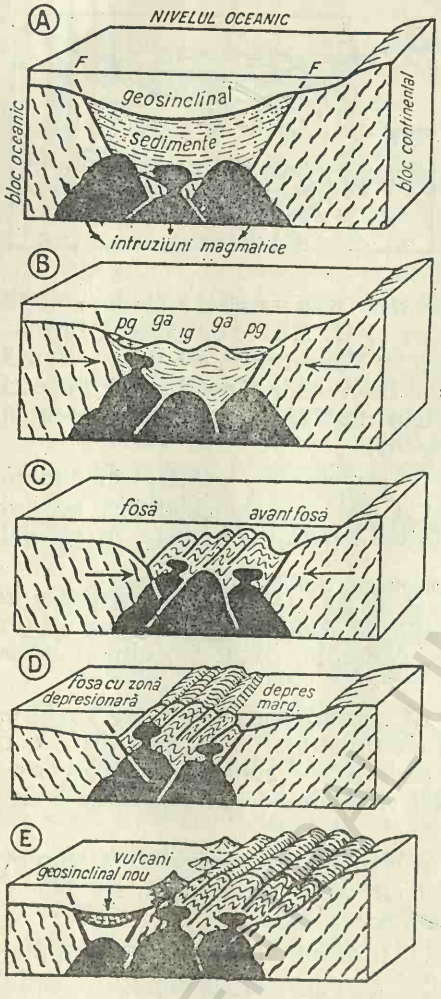


Fig. 60. Formarea munților în ipoteza geosinclinalului (prelucrare după N. Lupei):

A — Faza întîi — formarea geosinclinalului între blocurile rigide (oceanic și continental) și acumularea sedimentelor pe fundul lui; *F, F* — falii marginale. *B — Faza a doua* — începutul mișcărilor orogenice datorită forțelor tangențiale și separarea pe fundul geosinclinalului a unor cute largi, submarine, paralele: pozitive-geanticlinale (*ga*) și negative-intrageosinclinale (*ig*) și parageosinclinale (*pg*).
C — Faza a treia — accentuarea mișcărilor organice (de cutare sub formă de anticlinorii și sinclinorii și de falieri pînă la încălecări submarine).
D — Faza a patra — înălțarea cutelor la suprafața apei prin mișcări epirogenice.
E — Faza a cincea — atașarea zonei orogenice la blocul continental prin intensificarea mișcărilor de cutare sub formă de șariaje și prin erupții vulcanice.

Teoria geosinclinalului a fost aplicată de geologii noștri la studiul Carpaților, care au reprezentat o succesiune de geosinclinale, începînd din prepaleozoic și pînă în paleogen.

Opusă noțiunii de geosinclinal este cea de *platformă*, adică de bloc rigid, mai vechi, ce constituie zona de uscat, de pe care se aduc materiale erodate în cuprinsul geosinclinalelor.

c) *Ipoteza driftului continental* a lui A. Wegener (1910, 1929) explică nu numai formarea continentelor și a bazinelor oceanice, ci și a munților, situați la contactul dintre scoarța terestră de tip continental (sial) și cea de tip oceanic (sima). În urma deplasării orizontale a sialului mai fluid și a izbirii lui de sima,

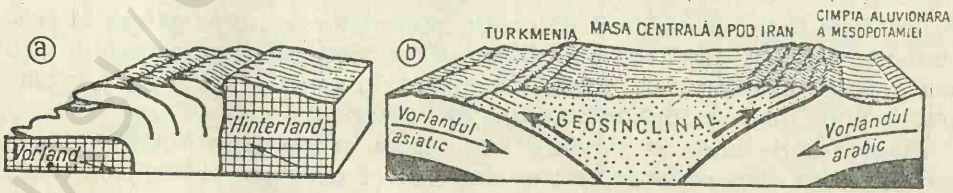


Fig. 61. Zonele marginale ale geosinclinalului:
a — vorland monolateral și vorland bilateral.

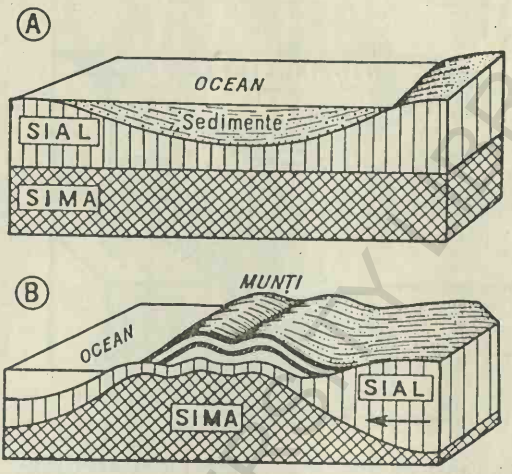


Fig. 62. Formarea munților în concepția lui Wegener:
A — faza de acumulare a sedimentelor în depresiunile marginale oceanice; *B* — faza cutării sub influența deplasării orizontale a învelișului de sial.

care este mai rigidă, se formează o zonă cutată cu dezvoltare lineară, cum este cazul Cordilierei americane, orientată de la nord la sud, pe latura de vest a continentului la contactul cu Oceanul Pacific (fig. 62).

d) *Ipoteza radioactivității* a lui J. Jolly (1924)[1] pune formarea cutărilor care produc regresiuni marine pe seama unei surse geotermice originale — dezintegrarea radioactivă —, proces periodic, care constă în acumularea substanței radioactive în intervalele dintre fazele orogenice și pierderea ei în timpul acestora. Această dezintegrare radioactivă este însoțită de degajarea unei călduri puternice, ce se acumulează în blocurile continentale, care dilatîndu-se apasă asupra geosinclinalelor silindu-le să-și încrețească fundul.

e) *Ipoteza curenților de convecție sau subcrustali*[2] a lui *D. Grigs* (1939) și A. Holmes (1944) se bazează pe diferența de structură dintre continente și oceane, ca și pe prezența curenților magmatici de adînc — *descendenți* (spre interior) și *ascendenți* (spre suprafață), așa cum se vede în fig. 63.

Curenții descendenți, ce se produc sub continente, duc la formarea geosinclinalelor prin absorbirea simei, în care se acumulează sedimente, se produc presiuni tangențiale și are loc cutarea (cu formarea de cute înrădăcinate), apoi cicatrizarea și ridicarea depresiunii sub forma unei *geotumori* (în sensul lui H. Haarmann) în care rolul *curenților ascendenți*, însoțiți de importante procese magmatice, este destul de important.

f) *Ipoteza radio-migrației* a lui V. V. Belousov (1954) după care odată cu formarea intruziunilor granitice (mai bogate în substanțe ra-

[1] De asemenea *B. Willis* (1941) consideră *radioactivitatea* ca principala sursă a energiei tectonice.
[2] Inițial, ea a fost numită de către O. Amperer (1906) ipoteza curenților magmatici.

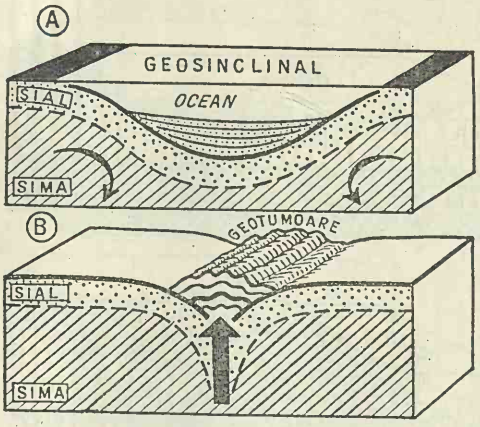


Fig. 63. Formarea munților în ipoteza curenților de convecție din cuprinsul învelișului de sima:

A — faza formării geosinclinalului în urma curenților subcrustali descendenți și a umplerii lui cu sedimente; *B* — faza formării geotumorii, zonei cutate — ca urmare a unui curent contrar ascendent, în vederile lui Grigs, Holmes, H. Harrmann și alții (prelucrare după Ch. Combaluzier).

dioactive) ce însoțesc orice ciclu tectonic, în urma temperaturii ridicate se produc procese vulcanice, care determină o răcire în zonele subcrustale, formîndu-se astfel *un geosinclinal*. Aici are loc migrarea substanțelor radioactive locale și creșterea temperaturii, care generează un *geanticlinal* — deci *faza de orogeneză*.

Altă ipoteză este cea *gravitațională* a lui Schard (1893), după care depozitele sedimentare ce alunecă pe distanțe mari sub influența gravitației formează cute și chiar pînze de șariaj, cu alte cuvinte presiunea verticală se transformă într-o curgere orizontală a maselor.

În legătură cu cele expuse pînă aici, rezultă, în concluzie, *că munții de cutare s-au format în urma unui proces foarte complex, care începe printr-o inversare a mișcării de subsidență geosinclinală prin geanticlinale și se continuă prin mișcări verticale diferențiale, însoțite de procese magmatice pînă la definitivarea lanțurilor muntoase.*

3. **Marile sisteme orogenice ale globului și formarea lor în ansamblu.** Acestea se pot urmări mai bine ca vîrstă și morfologie, începînd din precambrian, apoi în paleozoicul inferior (sistemul caledonic), trecînd după aceea la paleozoicul superior (sistemul hercinic), apoi din mezozoic și pînă în neozoic (sistemul alpin), așa cum se vede în figura 64 (v. și fig. 7).

Dintre ipotezele în legătură cu formarea marilor sisteme orogenice ale globului, în afară de cele expuse, amintim *ipoteza* lui E. Staub (1928)[1], bazată pe dezvoltarea de geosinclinale succesive și pe deplasări orizontale întinse și ritmice. Această ipoteză, deși depășită de unele rezultate mai noi din domeniul geofizicii și geochimiei, prezintă totuși importanță sub raport geomorfologic, ca problemă de ansamblu.

E. Staub distinge trei mari unități geotectonice primare: *megacontinentul Laurasia* (în nord), *megacontinentul Gondwana* (în sud), separate astăzi între ele prin zona orogenică alpină, și *depresiunea Pacificu-*

[1] Aceasta a fost magistral expusă la noi de prof. L. Mrazec, (1931).

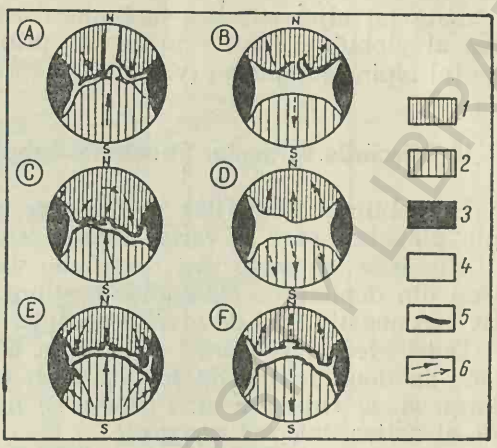


Fig. 64. Formarea marilor sisteme orogenice ale globului prin mișcarea de migrație (oscilație) a blocurilor continentale spre poli (drift) și invers (descindere), după E. Staub:

1 — continentele nordice; *2* — continentele sudice; *3* — Oceanul Pacific; *4* — geosinclinalele și zonele orogene interne; *5* — liniile de direcție ale sistemelor de munți, formați în diferite perioade de cutare; *6* — direcțiile de deplasare a blocurilor; *A* — descinderea caledonică de la poli a dat naștere sistemului de munți-*caledonidele; B* — driftul postcaledonic provoacă formarea geosinclinalului hercinic; *C* — descinderea hercinică de la poli formează *hercinidele; D* — driftul posthercinic generează geosinclinalul alpin; *E* — descinderea alpină de la poli duce la ciocnirea maselor, continentale și formarea *alpidelor* (sistemul catenelor alpine); *F* — driftul actual — postalpin prin care se formează geosinclinalele născînde de astăzi.

lui, care au avut roluri diferite în stabilirea trăsăturilor morfologice actuale ale suprafeței Pămîntului.

Laurasia, care reprezintă frontul continental nordic, și *Gondwana*, pe cel sudic, au efectuat diferite mișcări orizontale ritmice spre ecuator și invers, începînd din paleozoic (cambrian) și pînă astăzi, contribuind astfel la formarea celor trei șiruri de munți: *caledonic*, *hercinic* și *alpin*. Depresiunea Pacificului, care constituie o masă rigidă, adînc înrădăcinată, s-a menținut pe același loc, opunînd o rezistență mare la toate mișcările tectonice ce s-au lovit de ea, contribuind astfel la formarea lanțurilor muntoase marginale din America, Asia și Oceania (fig. 64).

Prin mișcarea alternativă de migrație a Laurasiei și Gondwanei spre poli s-a produs întîi o îndepărtare în zona ce separă cele două fronturi prin formare de geosinclinale în care s-au acumulat sedimente pe grosimi mari. După aceasta a urmat apropierea lor, ce a dus la o încleștare și presiune formidabilă exercitată de cele două blocuri, prin care apoi au luat naștere treptat catenele muntoase cutate (caledonică, hercinică și alpină) așa cum se vede în figura 64.

Sistemul caledonic este prezent mai mult în Europa (partea de mijloc și de nord a Angliei, ca și pe latura litorală a Peninsulei Scandinave) și Asia (în zona Saian-Baikalia), sudul și nord-vestul Africii, nordul și vestul Groenlandei, sud-estul Americii de Nord și foarte puțin în America de Sud.

Sistemul hercinic este mai extins. În Europa, acestuia îi aparține partea de vest și de centru a ei, precum și Uralul; în Asia, acest sistem este prezent în munții Tianșan, Altai și Kuenlun; în munții Australiei, iar în America de Nord, în Munții Apalași etc.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Sistemul alpin are cea mai mare dezvoltare din întreg edificiul muntos al globului, fiind reprezentat prin centura litorală a Pacificului și lanțul alpino-himalaian (v. fig. 7).

II. Mișcările verticale. Structurile tabulare și faliate

În stabilirea mișcărilor verticale se ia ca punct de reper nivelul oceanic planetar, care a variat foarte puțin în decursul timpului geologic.

Mișcările verticale sînt destul de variate în timp și spațiu. Ele constau din deplasarea diferitelor porțiuni ale scoarței terestre în sens pozitiv sau negativ față de nivelul oceanic.

După efectul pe care-l au asupra scoarței terestre, mișcările verticale sînt de două feluri: *de îndoire*, sub formă de boltă sau de depresiuni largi, și de *rupere a ei*. Primele se numesc *mișcări oscilatorii*, iar cele de-al doilea, *mișcări rupturale*.

1) **Mișcările oscilatorii** sînt deplasări pe verticală, care constau în ridicări și coborîri pe întinderi mari, diferite în timp și spațiu. După unii geologi, acestea sînt sinonime cu *mișcările epirogenice*.

Prin epirogeneză, etimologic vorbind, se înțelege — *generatoare de continent*, adică numai mișcările pozitive. Dimpotrivă, mișcările epirogenice negative contribuie la modificarea continentelor și la formarea mărilor.

Datorită acestei confuzii la care poate da naștere, termenul de *epirogeneză* a fost restrîns numai la mișcările de ridicare, folosindu-se pentru cele negative, de coborîre, noțiunea de *mișcări de subsidență*.

Unii cercetători au renunțat complet la termenul de epirogeneză, folosind numai denumirea de *mișcări oscilatorii* (care în acest sens pot fi de două feluri: *pozitive* sau *epirogenice* și *negative* sau *subsidente*).

Mișcările de ridicare se pot stabili după schimbarea sedimentelor de apă mai adîncă cu cele marine de litoral și continentale, ca și după eroziunea și ridicarea suprafețelor denudate, *iar mișcările de coborîre*, după grosimea sedimentelor, care permite chiar evaluarea cantitativă a scufundărilor.

După V. V. Belousov, mișcările oscilatorii se împart în două: *oscilații generale*, care nu modifică scoarța Pămîntului, ci determină numai transgresiunile și regresiunile marine, și *oscilații ondulatorii*, care modifică scoarța și dau naștere la cute cu rază mare.

Mișcările pe verticală ale uscatului au ca rezultat în primul rînd *transgresiunile marine*, care se produc cînd uscatul se scufundă și este acoperit de ape, și *regresiunile marine*, care au loc cînd uscatul se ridică și apele se retrag de pe el (fig. 65, I, II).

O transgresiune este marcată fie printr-o *discordanță stratigrafică* (strate orizontale așezate pe strate cutate sau înclinate), fie printr-o *lacună stratigrafică* (lipsa unor depozite).

Într-o serie transgresivă, stratele mai noi depășesc ca întindere spațială stratele mai vechi, iar într-o *serie regresivă*, stratele mai noi sînt

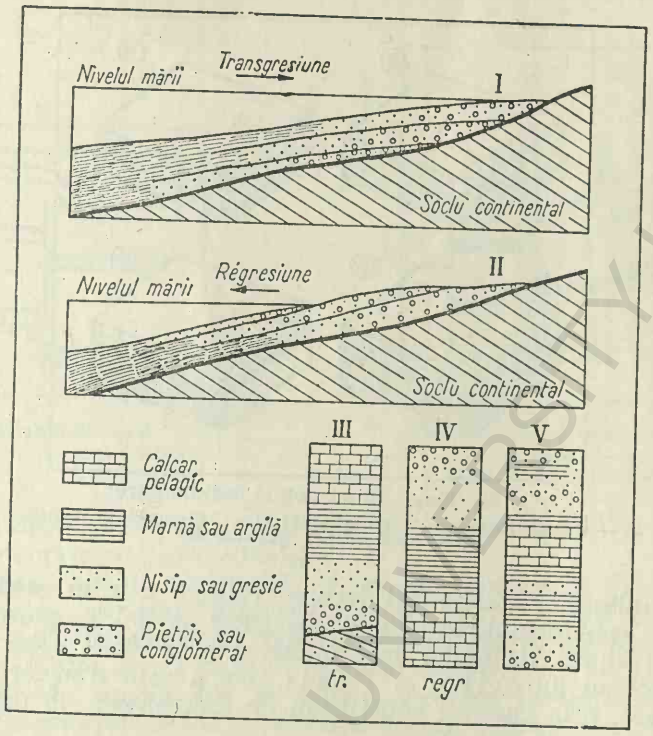


Fig. 65. Transgresiuni și regresiuni (după G. Cernea): *I* — schema unei transgresiuni; *II* — schema unei regresiuni; *III* — secțiune într-o serie transgresivă; *IV* — secțiune într-o serie regresivă; *V* — succesiuni de transgresiuni și regresiuni.

mai restrînse ca întindere spațială decît stratele mai vechi, în ambele cazuri stratele succedîndu-se de jos în sus (fig. 65, *III, IV*).

Datorită mișcărilor oscilatorii, fie în urma transgresiunilor, fie a regresiunilor, iau naștere *structurile sedimentare inițiale,* cum sînt *structura orizontală* și *structura monoclinală* (fig. 66, *a b*), ca și *structura discordantă* (fig. 66, *c*).

Mișcările de subsidență se produc atît în *domeniul marin* (în special, în cuprinsul geosinclinalelor), cît și în *domeniul continental* (mai ales, în depresiunile intramontane și în acelea care și-au încheiat ciclul de sedimentare în cuaternar). Acestea din urmă sînt răspunzătoare de formarea *cîmpiilor de acumulare,* cum sînt *Cîmpia Română, Cîmpia Tisei* etc.

Transgresiunile și regresiunile cele mai mari și mai importante sînt provocate de ridicările și coborîrile ce se petrec pe fundul geosinclinalelor. Ele dau naștere *mișcărilor eustatice de natură tectonică,* care se numesc *oceanocratice* (în timpul transgresiunilor), și *geocratice* (în timpul regresiunilor marine) și care se deosebesc de *mișcările eustatice propriu zise* sau de cele *climatice* (v. fig. 13).

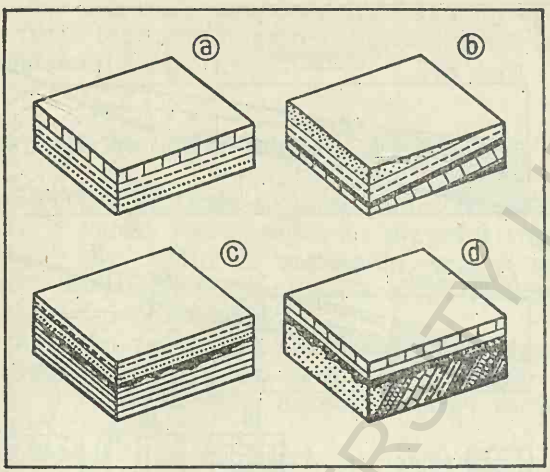


Fig. 66. Tipuri de structuri sedimentare:
a — orizontală; *b* — monoclinală; *c* — discordanță simplă; *d* — discordanță unghiulară.

Cauzele mișcărilor oscilatorii trebuie căutate atît în schimbările de restabilire a echilibrului izostatic al blocurilor de sial, ce plutesc pe sima, în urma eroziunii regiunilor mai înalte și acumulării celor mai joase, conform ipotezii lui Airy și Pratt, cît și prin transferul de materie interioară, prin curenții subcrustali de compensare, în urma mișcării blocurilor în contact (fig. 67).

De asemenea, greutatea mare a calotelor glaciare a jucat un rol foarte important în acest sens, regiunea cea mai tipică pentru studiul mișcărilor oscilatorii post glaciare (actuale) este *Peninsula Scandinavă*, care în holocen, după topirea calotei s-a ridicat cu cîteva sute de metri.[1]

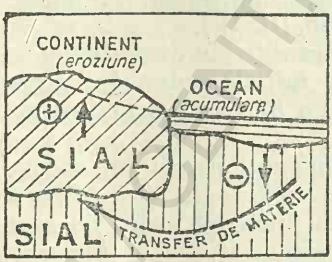


Fig. 67. Schema ipotezii lui Airy și Pratt, (după L. Moret).

În concluzie, se impune să privim comparativ cele două categorii de mișcări tectonice expuse — mișcările orogenice și oscilatorii.

Primele se produc periodic, numai în cursul proceselor de cutare și ele afectează porțiuni mai restrînse — zonele de cutare —, *iar celelalte cuprind porțiuni mult mai întinse* sau *chiar întreaga suprafață a Pămîntului și au un caracter mai permanent.*

Caracterul mai larg al mișcărilor oscilatorii rezultă din faptul că ele nu lipsesc nici din cuprinsul zonelor orogenice, unde

[1] Deci se pot distinge două categorii de mișcări isostatice — *de natură internă* (jocul blocurilor de sial pe sima) și *de natură externă* (greutatea calotelor glaciare), adică avem un *endoizostatism* și un *exoizostatism.*

BCU IAȘI UNIVERSITY LIBRARY

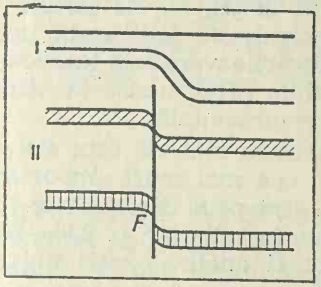


Fig. 68. Reprezentarea unei flexuri (*I*) și a unei falii (*II*).

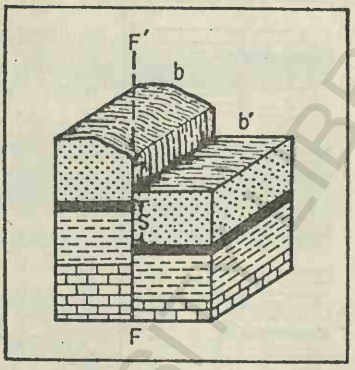


Fig. 69. Elementele unei falii: *F—F'* — planul faliei; *b—b* — buzele faliei; *S* — săritura faliei.

prin ridicări destul de intense contribuie la formarea munților, prin înălțarea lor din cuprinsul geosinclinalelor.

De asemenea, atît în cuprinsul zonelor de orogen, cît și al platformelor, mai ales, ele sînt răspunzătoare de marile boltiri ale scoarței terestre, pe care le amintește pentru prima dată în studiul reliefului W. Penck (1924), sub influența maselor eruptive în curs de ridicare.

2) **Mișcările de rupere sau de faliere.** Acestea prezintă aceeași importanță în geomorfologie ca și celelalte mișcări expuse pînă aici.

Faliile[1] sînt dislocații de suprafață și de adîncime care duc la ruperea stratelor și la deplasarea relativă a compartimentelor afectate.

Ele se produc atît în regiunile necutate, cît și în cele cutate, dar în general în strate cu roci mai dure. Trecerea de la cute la falii se face prin *flexuri*, care reprezintă numai subțieri, și nu ruperi de strate (fig. 68).

Elementele care compun o falie sînt: b, b — *buzele sau aripile faliei*, adică extremitățile stratelor omoloage, denivelate prin faliere; *S — săritura faliei*, adică distanța între părțile omoloage denivelate și F—F', adică *planul faliei* sau suprafața de ruptură (fig. 69).

Planul de falie separă cele două compartimente sau aripi ale faliei — unul ridicat și altul scufundat. Valoarea denivelării dintre compartimente reprezintă *amplitudinea* sau *săritura faliei*, de care depinde valoarea denivelărilor de relief.

Tipuri de falii. După poziție se deosebesc trei feluri de falii: *verticale* (fig. 70, *a*), *înclinate* sau *oblice* (fig. 70, *b*) și *orizontale* (v. fig. 49, *c*, *d*, *e*, *f*).

[1] Fracturile după *unii* geologi sînt sinonime cu faliile, iar după *alții* ele reprezintă numai ruperea stratelor, fără deplasarea acestora și se produc în interiorul scoarței, la adîncimi diferite.

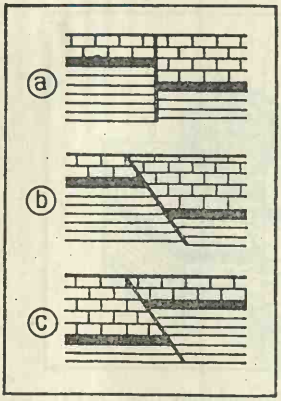


Fig. 70. Tipuri de falii: *a* — falie verticală; *b* — falie normală-directă; *c* — falie inversă.

Faliile înclinate pot fi la rîndul lor *normale-directe* (fig. 70, *b*) și *inverse* (fig. 70, *c*); și ele se întîlnesc mai ales la cutele-falii și la structura în solzi, iar cele orizontale, la pînzele de șariaj.

Cele trei tipuri principale de falii arată trecerea succesivă de la mișcările verticale la cele orizontale, adică de la faliile propriu-zise la *decroșări* (rupturi de strate pe orizontală).

Asociații de falii. Acestea sînt de fapt sisteme de falii și ele prezintă cea mai mare importanță în geomorfologie, mai ales prin denivelările dintre ele pe care le produc în relief (v. p. 236—237). Asociațiile de falii pot fi analizate atît în plan orizontal, cît și vertical.

În plan orizontal, ele prezintă aspecte diferite: *paralele* (grupări paralele între ele); în releu (așezate succesiv una după alta pe aceeași direcție); *în virgație sau ramificație, în gratie, circular-radiare* etc. (fig. 71).

În plan vertical, faliile în trepte, sub formă de diferite compartimente cu altitudine variată, ocupă un loc aparte, mai ales cînd ele constituie structuri regulat faliate.

Astfel de grupări de falii apar la noi în țară mai ales în regiunile calcaroase mezozoice din Munții Apuseni, Banat, podișul Mehedinți, zona Rucăr—Bran etc.

Dintre structurile regiunilor faliate, cele mai importante sînt *horsturile și grabenele* (fig. 72).[1]

a. *Horsturile și munții-bloc.* Horstul reprezintă un compartiment ridicat al scoarței terestre (cutat sau necutat), delimitat de două sau chiar de patru falii (fig. 72, *H*). Exemple de horsturi, cu aspect de munți-bloc, sînt multe la noi în țară — munții Preluca, Făget, Mezeș etc. Chiar

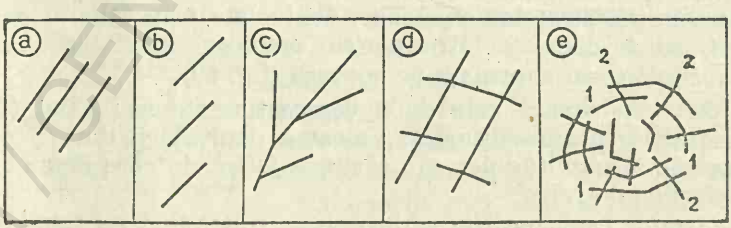


Fig. 71. Asociații de falii:
a — paralele; *b* — în releu; *c* — în virgație; *d* — în gratie sau în cadrilaj; *e* — circulare (1)-radiare (2).

[1] Acestea sînt mărginite de obicei de falii liniare și mai rar falii radiare.

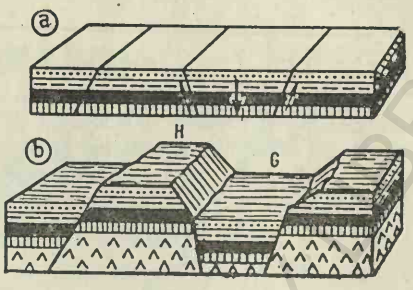


Fig. 72. Formarea horsturilor și grabenelor:
a — situația inițială; *b* — situația după efectuarea mișcărilor de ridicare și scufundare a blocurilor faliate.

Munții Apuseni pot fi considerați în ansamblu ca un întins horst, fragmentat pe margini de numeroase grabene, mai mici.

O altă regiune de horsturi o constituie Dobrogea de Nord și de Mijloc, unde faliile apar în formă de cadrilaj, dar care au fost în cea mai mare parte nivelate.

b. *Grabenele și depresiunile intramontane.* Grabenul reprezintă o zonă de scufundare cu contur circular sau poligonal, prinsă între un sistem de falii (fig. 72, *G*), cum sînt, de exemplu, depresiunile Bîrsei, Hațegului etc., cu caracter dominant de *cîmpii de acumulare.*

Cel mai grandios graben ocupat în bună parte de mări sau lacuri este grabenul *siriano-african,* care începe din Levant (Asia Vestică) și ține pînă la fluviul Zambezi (fig. 73). Un alt graben bine cunoscut este *grabenul Rinului,* situat între cele două horsturi, constituie din masivele Vosgi și Pădurea Neagră (fig. 74).

În încheiere se poate spune că, în general, faliile, fie ele simple sau asociate, sînt importante în geomorfologie prin denivelările create și mai ales prin *structura faliată,* de *horsturi* (munți-bloc) și *grabene* (depresiuni), a căror evoluție este expusă mai departe (p. 250).

În strînsă legătură cu faliile se dezvoltă *vulcanismul, mișcările seismice și mișcările tectonice actuale.*

De marea falie de la interiorul Carpaților Orientali este legată prezența lanțului vulcanic Oaș—Gutin—Țibleș—Căliman—Harghita, iar în lungul faliei Focșani—Galați—Tulcea, sensibilitatea seismică este mai accentuată ca în orice altă parte a țării.

Concluzii. Încheind această parte în legătură cu mișcările tectonice socotim că este absolut necesar să subliniem că noțiunea de *munți* se confundă cu cea de *geosinclinal,* care la rîndul ei se suprapune cu noțiunile de *tectonică* și *magmatism*[1], toate acestea desfășurîndu-se ritmic, în strînsă legătură și în mai multe faze. *Munții reprezintă deci rezultanta acestei acțiuni complexe — tectono—magmatice.*

Mișcările plicative (de cutare) au avut un rol predominant în plan orizontal, iar cele de faliere și boltire, în plan vertical.

Pentru exemplificare să aruncăm o privire sumară asupra Carpaților noștri — *o unitate muntoasă complexă, rezultată dintr-o succesiune de*

[1] Vezi partea care urmează în continuare

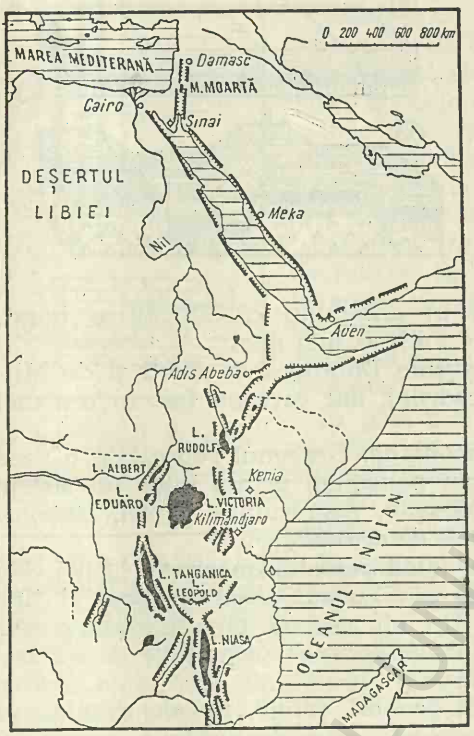


Fig. 73. Sistemul de grabene *siriano-african* (după L. Moret).

Fig. 74. Grabenul Rinului și horsturile învecinate (după L. Moret):
1 — falii; 2 — cîmpie în graben.

geosinclinale, începînd din prepaleozoic și pînă în paleogen, în care au avut loc numeroase *faze de cutare* (assintică, hercinică, chimerică, austrică, subhercinică, laramică, savică, stirică etc.)[1] însoțite de importante dislocări pe verticală și de procese magmatice.

Dislocările verticale, care au imprimat caracterul de horsturi și grabene celei mai mari părți a Carpaților, s-au accentuat odată cu începutul miocenului, cînd a avut loc și declanșarea *magmatismului andezitic.*

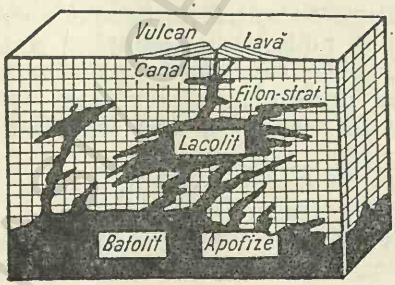


Fig. 75. Raportul dintre structurile eruptive de adîncime și de suprafață (cadrilat, scoarța de roci cristaline și sedimentare) după L. Moret.

[1] Vezi tabelul nr. 2.

C. PROCESELE MAGMATICE ȘI STRUCTURILE ERUPTIVE

Procesele magmatice sînt legate de interiorul Pămîntului, unde dezintegrarea radioactivă constituie probabil sursa principală de energie a acestora. Procesele magmatice generează structurile eruptive, care sînt de două feluri: *intruzive* și *efuzive* (extruzive), strîns legate între ele și al căror raport pe verticală este redat în figura 75.

I. Structurile intruzive

Structurile intruzive cuprind: *batolite, stocuri,*[1] *lacolite, filoane, silluri* și alte forme de zăcămînt.

1) *Batolitele* sînt acumulări masive de materie magmatică din interiorul scoarței Pămîntului și care nu ajung la suprafață decît în urma scoaterii lor prin eroziune de către agenții externi, cum este cazul masivelor granitice din Parîng, Retezat etc.

Denumirea de batolit vine de la *bathos*=adîncime și *lithos*=piatră. Batolitul reprezintă forma principală de zăcămînt a rocilor intruzive (granite, granodiorite etc.), cu aspect de masive imense, alungite și înrădăcinate în adîncul scoarței Pămîntului (fig. 75), și de aceea unii geologi sînt tentați să creadă că batolitul ar reprezenta chiar vatra magmatică inițială. Partea superioară cu aspect de boltă prezintă diferite apofize.

Forma batolitului se lărgește sau se menține constantă în adîncime, se înrădăcinează în crustă, fără a prezenta un culcuș, trecînd într-o substanță bazaltică. De batolite este legată existența multor concentrații de minerale. Ca exemple se pot da marile masive batolitice din Baikalia (Asia).

Sub raport geomorfologic, batolitele prezintă importanță mai ales cînd apar la suprafață, prin eroziune, datorită rocilor mai dure, care se întîlnesc pe mari întinderi, ca și prin forma lor boltită, largă.

2) *Lacolitele* reprezintă tot mase eruptive de adîncime, care au formă de lentilă foarte mare sau de ciupercă. Ele sînt rezultate din injecția magmei între pachete de roci sedimentare care se boltesc (fig. 76, *a*).

Lacolitul menține legătura cu masa magmatică prin canale și care la rîndul lui trimite în cuprinsul stratelor sedimentare intruziuni subțiri, numite *apofize*. Scos la zi, el este retezat de eroziune, așa cum se arată în figura 76, *b*.

Lacolitele pot să apară sub forma mai multor lentile suprapuse, alăturate sau asociate (fig. 77).

Unul din cele mai tipice exemple de lacolit de la noi poate fi socotit masivul granitic al Munților Măcin (fig. 78) sau cel din Muntele Mare, Apuseni.

[1] Acestea fac trecerea între batolite și lacolite.

BCU "LUCIAN BLAGA" UNIVERSITY LIBRARY

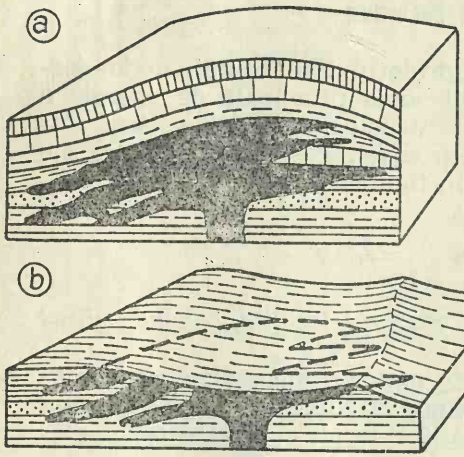


Fig. 76. Tipul clasic de lacolit (*a*) şi lacolit retezat de eroziune (*b*).

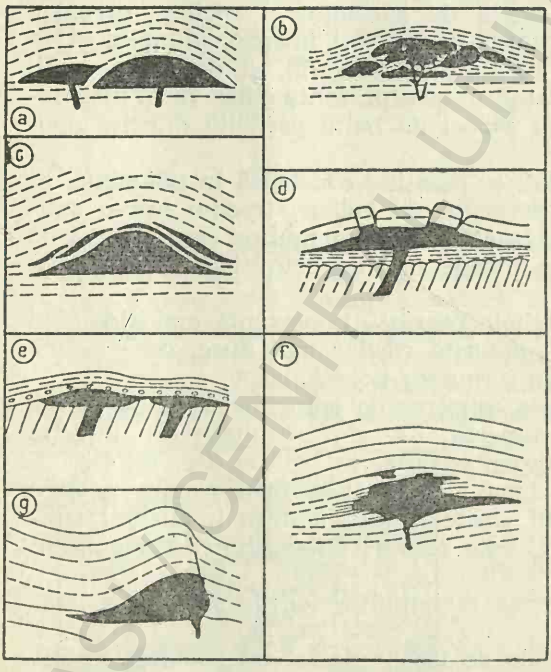


Fig. 77. Diferite tipuri de lacolite:
a — normal; *b* — asociaţie de lacolite; *c* — lacolit în combinaţie cu sinclinale; *d* — lacolit cu acoperiş de strat rupt; *e* — lacolite paralele; *f* — lacolit cu apofize de sinclinale; *g* — lacolit asimetric (după D. Giuşcă).

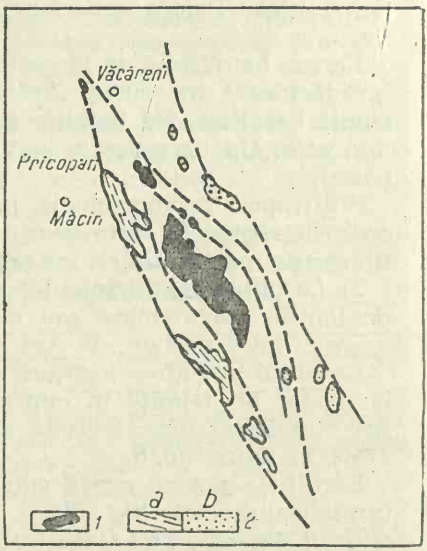


Fig. 78. Lacolitul granitic din Munţii Măcinului:
1 — granitul de Greci; *2* — alte roci eruptive; *a* — granit gnaisic; *b* — granit roşu (după I. Atanasiu).

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

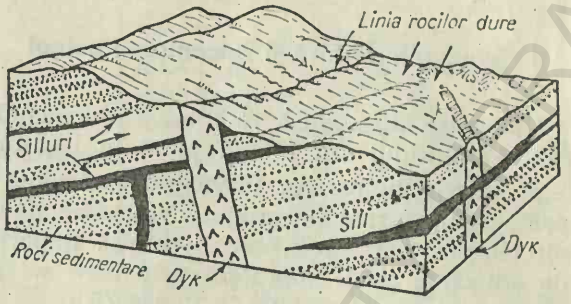


Fig. 79. Filoane și silluri, și raportul lor cu relieful după S. S. Kuznețov).

După forma lor, lacolitele pot fi *simetrice* și *asimetrice*, simple sau complexe. Dimensiunile lor la suprafață pot ajunge uneori la kilometri întregi.

Unele mase andezitice de la noi mai sînt cunoscute și sub denumirea de *subvulcani* (corpuri subvulcanice sau *vulcani ascunși*, cum sînt de exemplu, masivul eruptiv *Toroiaga* din Maramureș, sau lacolitele din Munții Bîrgăului, ca: *Măgura Rodnei, Măgura Porcului, Măgura Sturzii, Măgura Mică, Vîrful Cornii* etc. (L. Mînzăraru, 1965), socotite ca intruziuni subvulcanice.

3) *Filoanele* sînt vine ce iau naștere în crăpăturile scoarței terestre fie prin consolidarea magmei (filon eruptiv), fie în urma depunerilor de minereuri (filon metalifer) etc., avînd lățimi mici (de la cîțiva milimetri pînă la cîțiva metri) și lungimi de sute de metri.

Dintre acestea, în geomorfologie interesează *filoanele eruptive*, ca forme intruzive, mai ales cînd ele apar la suprafață sub formă de *dyke*-uri — un fel de turnuri sau bariere cu lățimi de cîțiva centimetri pînă la cîțiva zeci de metri, și lungimi, de la cîțiva zeci de metri pînă la mai mulți kilometri.

După poziția față de stratele pe care le străbat, filonele pot fi: *orizontale, înclinate* și *verticale*. Sub formă de dyke-uri apar numai filoanele verticale și înclinate, adică cele care sînt în general discordante (figura 79).

4) *Sillurile* reprezintă altă formă intruzivă. Acestea provin din pătrunderile de lave topite printre stratele orizontale (figura 79) și ele condiționează apariția de suprafețe erozivo-structurale, atunci cînd sînt scoase la zi prin eroziune și cînd au dimensiuni mari. Ca exemple de silluri sau filoane-strat, se pot da cele din jurul *Dealului Pietroasa*, din estul localității Șanț (Munții Bîrgăului), descrise de L. Mînzăraru, 1965).

II. Structurile efuzive și vulcanismul actual

Vulcanismul exprimă totalitatea fenomenelor care se produc la suprafața Pămîntului sau în apropiere în legătură cu efuziunile magmatice.

Produsele vulcanice, învingînd rezistența scoarței solide, ies la suprafață sub formă de produse vulcanice (lavă, o materie fluidă, produse piroclastice, gaze și izvoare fierbinți). Raportul tuturor acestor fenomene de adîncime și de suprafață prin care se formează structurile și rocile efuzive este redat sintetic în figura 75.

Manifestările vulcanice, de orice fel ar fi ele, sînt strîns legate de liniile de dislocație importante ale scoarței terestre, iar cele actuale se suprapun regiunilor cu cea mai mare sensibilitate seismică.

Vulcanul nu reprezintă numai o crăpătură sau un orificiu prin care iese materia topită din interiorul Pămîntului, ci un complex mai larg, un aparat, alcătuit din *vatra* (locul de unde pleacă lava), *coșul* (canalul prin care se revarsă lava) și *conul* (forma pozitivă), care se termină prin *crater* (forma negativă), așezat în vîrful conului sau cu care se termină coșul, ca urmare a puterii exploziilor vulcanice (figura 80). La noi, ca aparate vulcanice se pot da, de exemplu, *Saca-Tatarca, Șumuleu, Ciumăni* (cu structură de stratovulcan) din Munții Gurghiului (D. Rădulescu și colab. 1964) și altele. În fig. 81 este redat aparatul vulcanic Saca-Tatarca.

Vulcanul este, cu alte cuvinte, rezultatul acumulării produselor endogene a materiei topite la suprafața Pămîntului, și el are, de obicei, forma unui con ce poate ajunge pînă la cîteva mii de metri înălțime.

Erupția vulcanică exprimă procesul de izbucnire a materiei topite din interiorul scoarței terestre și ea constituie unul din cele mai impresionante fenomene ale naturii, în special prin distrugerile din jur. Erupția este un proces intermitent, cu perioade de activitate și de repaus, în strînsă legătură cu pulsațiile energetice interne.

1. **Erupția vulcanică și fazele ei.** *Prima este faza incipientă,* care se manifestă printr-o fumegare mai intensă, cutremure și zgomote neobișnuite, ce se aud din interior. Fumul se înalță sub formă de nori groși

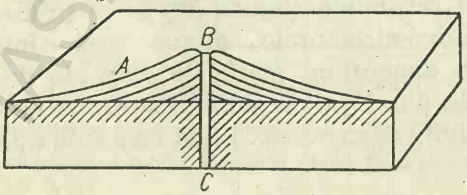


Fig. 80. Secțiune schematică într-un aparat vulcanic:
A — conul vulcanic; *B* — craterul; *C* — coșul vulcanului.

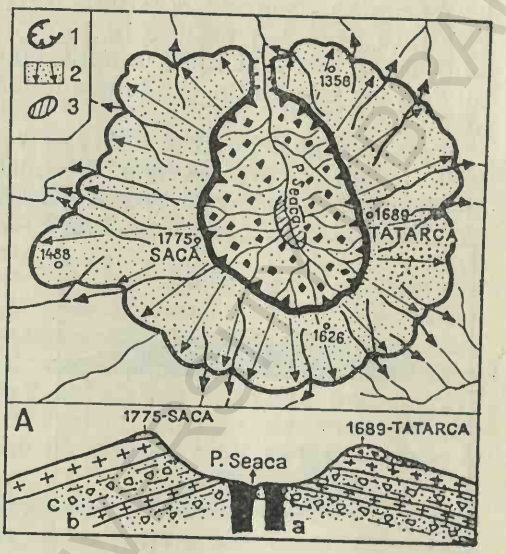


Fig. 81. Masivul vulcanic Saca-Tatarca din Munţii Gurghiului:

1 — craterul drenat de Pîriul Seaca, plin de grohotişuri; *2* — conul vulcanic cu pante mai line şi văi divergente; *3* — zona de convergenţă a pîraielor din crater. În *A* — profilul geomorfologic schematizat: *a* — coşul vulcanic constituit din lavă; *b* — pînză de lavă în cuprinsul conului; *c* — aglomerate vulcanice, din care rezultă caracterul general de stratovulcan (datele geologice după D. Rădulescu şi colab. 1964).

şi negri, care uneori au aspectul unei coloane ce se resfiră la vîrf ca o umbrelă, după care urmează aburii de apă ce cad împreună cu cenuşa pe Pămînt.

Faza a doua constă în aruncarea de bucăţi de lavă topită, incandescentă, bombe vulcanice de formă ovală, cu capetele subţiate şi răsucite, apoi lavă de foc, distrugînd tot ce întîlneşte în cale. Aceasta constituie faza de *paroxism vulcanic.*

Faza a treia se caracterizează prin emanaţii de bioxid de carbon la temperatura obişnuită, prin fisuri şi falii, şi care indică stingerea completă a activităţii vulcanice explozive şi efuzive (curgeri de lavă şi noroi).

Ea se mai numeşte faza *postvulcanică* sau *mofetică.* Sub influenţa bioxidului de carbon care întîlneşte pînze de ape subterane, se formează *borvizurile.*

2. **Tipuri de erupţii.** După forma locului de ieşire a lavelor se disting trei feluri de erupţii: *în suprafaţă, lineară* şi *centrală.*

a) *Erupţiile în suprafaţă* sau *areale* reprezintă revărsări de lavă pe întinderi mari, fără coşuri şi cratere. Ele constau mai ales din lave bazice, cum sînt bazaltele, şi dau naştere la *podişuri vulcanice,* ca cele din centrul Peninsulei India.

Masele de riolit din Yellowstone au acelaşi caracter, ocupînd o suprafaţă de circa 10 000 km², cu grosimea de peste 60 m.

b) *Erupţiile lineare* reprezintă revărsări de lave înşirate în lungul unor crăpături adînci din scoarţa terestră.

c) *Erupţiile centrale* constituie procesele tipice sub formă de conuri vulcanice, care iau naştere în jurul unui punct central. Acestea reprezintă astăzi cea mai tipică erupţie vulcanică, care la noi se vede în lanţul muntos Oaş-Guţin şi Călimani-Harghita, începută însă ca erupţie liniară.

După unii geologi (G. Cernea), cele trei feluri de erupţii reprezintă seria evolutivă descrescîndă, începînd cu cele mai intense (erupţiile areale) pînă la cele mai reduse (erupţiile centrale). Cele mai tipice sînt acestea din urmă, care apar sub formă de aparate vulcanice.

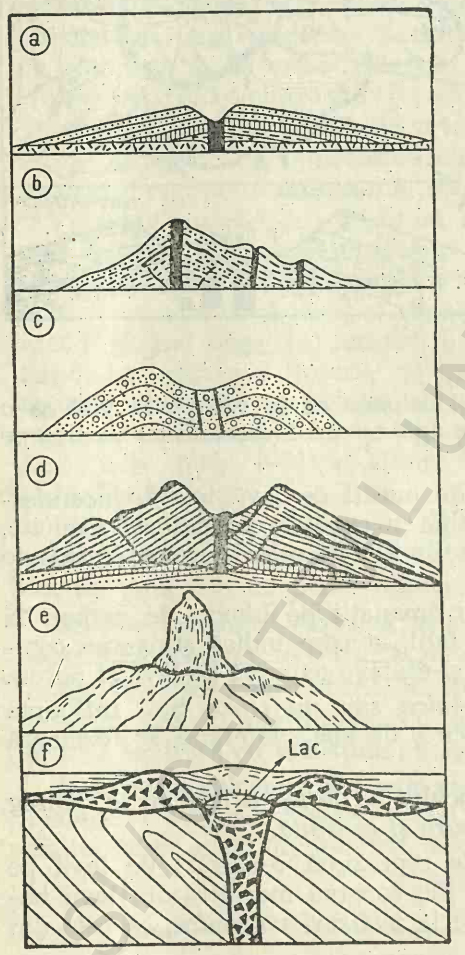


Fig. 82. Tipuri de vulcani după morfologia conului:
a — tipul hawaian; *b* — tipul strombolian; *c* — tipul vulcanian; *d* — tipul etno-vezuvian; *e* — tipul pelean; *f* — tipul maare.

La unii vulcani, alături de craterul principal se disting numeroase *cratere secundare sau adventive*.

După felul erupţiei se deosebesc trei tipuri: *exploziv, efuziv* şi *mixt*.

3. **Tipuri de vulcani. Structuri vulcanice.** După mediul în care erup, vulcanii se clasifică în două categorii mari: *vulcanii submarini* şi *vulcanii continentali*.

a) *Vulcanii submarini* activează în mări şi oceane, tot sub formă de conuri, care ajung la suprafaţa apei, dînd naştere insulelor vulcanice. O astfel de insulă a apărut în anul 1831 în apropiere de Insula Sicilia, denumită *Fernandea*, care a dispărut apoi în valuri sau *Insula Surtsey*, din apropiere de Islanda, apărută în anul 1963, legată de dorsala Atlanticului.

Vulcanii submarini se deosebesc de cei continentali nu numai prin modul de manifestare a erupţiei, ci şi prin modul diferit de consolidare a lavelor submarine. Cînd acest proces are loc sub apă, se produce o separare sferică, elipsoidală, cunoscută sub numele de *pillow-lava*.

b) *Vulcanii continentali* sînt mult mai variaţi atît ca explozie a gazelor şi erupţie de lavă (fluidă sau vîscoasă), cît şi ca relief.

Pe baza acestor elemente se disting mai multe tipuri de vulcani (figura 82), care în acelaşi timp reprezintă şi structuri vulcanice diferite:

— *Tipul hawaian*, caracterizat prin lavă fluidă, așa cum este, de exemplu, Mauna Loa, care are în total circa 10 000 m, din care 4 167 m înălțime și restul sub nivelul apei.

Ca morfologie, acest tip se caracterizează prin dimensiuni mari (400 km diametrul conului Mauna Loa). Flancurile foarte extinse și pantele line ale conului sînt rezultate din suprapunerea lavelor fluide, torențiale, care ajung la mari distanțe de crater, ceea ce dă profilului general o linie întinsă, larg ondulată. Craterul este și el foarte întins, reprezentînd o depresiune de mari dimensiuni.

— *Tipul strombolian*, caracterizat prin lave fluide, gaze și material piroclastic, ca și prin dimensiuni mai mici, prezintă un relief mai variat. Conul este mai pronunțat, cu pante accentuate și cratere adventive, care introduc o notă aparte în relieful vulcanic. Alternanța de lave fluide și de materiale piroclastice contribuie mult la această varietate mai mare a reliefului vulcanic de acest tip, dîndu-i și un caracter de *strato-vulcan*. Relieful negativ format de crater are dimensiuni mult mai mici decît la tipul precedent.

— *Tipul vulcanian*, caracterizat printr-un profil larg deschis în partea superioară, prezintă versanți variabili ca înclinare și sînt constituiți numai din materiale piroclastice. Acestui tip exploziv îi aparțin vulcanii *Krakatoa* și *Vulcano*. Lava este vîscoasă și apare sub formă de dop în coșul vulcanului.

— *Tipul etno-vezuvian (strato-vulcan)*, caracterizat printr-un relief cu totul aparte, de trecere între tipul vulcanian și tipul strombolian, este constituit din cratere largi, uneori îmbucate unele în altele. Versanții sînt prelungi, uneori în trepte, datorită în special fazelor de erupție, alternanțelor de lave și de produse piroclastice.

— *Tipul pelean* este caracterizat printr-o lavă foarte vîscoasă, care se solidifică repede, chiar la ieșirea din crater, ceea ce face ca să se producă explozii laterale mari, ce distrug totul. Acesta prezintă un relief și mai caracteristic — cratere foarte evazate, ce se termină cu vîrfuri ascuțite, suprapuse formelor mai vechi, datorită lavelor vîscoase din care sînt constituite versanți mai accentuați la conuri etc.

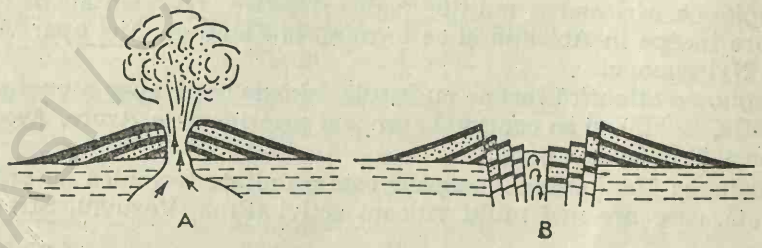


Fig. 83. Mecanismul de formare a unei caldere de prăbușire:
A — faza de explozie violentă însoțită de nori arzători; *B* — faza de prăbușire a conului vulcanic (după D. Giuşcă).

— *Tipul maare* este constituit numai din vatră, canal și crater, în care se formează de obicei lacuri (lacuri tip *maare*). La unii vulcani de acest tip se schițează și mici conuri, constituite din cenușă vulcanică (figura 82, *f*). Acest tip se întîlnește în regiunea Eifel și în Suabia (R. F. a Germaniei), în Podișul Central Francez etc.

— *Tipul caldera* prezintă cratere largi, în trepte de prăbușire, ce cad spre interior, rezultate în urma exploziilor violente (fig. 83). Caldere întinse sînt și la noi, în Munții Gurghiu, cum este, de exemplu, *caldera Fîncel-Lăpușna,* formată în urma unei explozii, urmată de scufundare (D. Rădulescu și colab., 1964).

Tot ca o calderă, dar de un tip special, de subsidență, poate fi considerată și *depresiunea Lacului Sf. Ana*[1] din Muntele Ciumatu, formată probabil ca rezultat al vidului creat în urma erupțiilor din regiunea Harghitei.

4. **Marile regiuni vulcanice actuale de pe glob.** Deși nu întrec ca număr și intensitate pe cei din terțiar, vulcanii actuali au o răspîndire inegală și ei apar de obicei în jurul marilor zone de fracturi ale globului. Cele mai importante regiuni vulcanice sînt cele ce urmează (fig. 86):

— *Regiunea circumpacifică,* ce se desfășoară pe suprafețe foarte întinse, începînd din Țara Focului pînă în Alaska și în Aleutine, apoi din Kamceatka și pînă în Malaezia. Această regiune este reprezentată prin circa 380 de vulcani, dintre care citățm în *America de Sud* (Aconcagua, de 7 040 m; Lullaillaco, de 6 620 m; Chimborazo, de 6 310 m; Cotopaxi, de 5 943 m), în *America Centrală* (Mont Pelé, Mont Nuevo, Isalco); în *America de Nord* (Popocatépetl, Orizaba, Colîma, Lassen Peak, Hood, Rainier, Wrangel, Katmai și cei din Insulele Aleutine); în *Asia* (Kliucev-Kamceatka, vulcanii din Insulele Kurile, insulele japoneze — Fuji-Yama; din Insulele Bonin și Mariane, apoi Insulele Ryukyu, Taiwan și Filipine, cu vulcanii Taal, Mayon și Macaturin. De aici, prin Insulele Sulawesi, se face legătura cu linia vulcanică a Malaeziei, reprezentată prin vulcanii Tambora de pe Insula Sumbava; Tengger, Semeru, Merapi, din Insula Djava; Krakatoa (dintre insulele Djava și Sumatera), Banan, Manindjan, Marapi, din Insula Sumatera.

— *Regiunea intrapacifică* este reprezentată prin vulcanii din Insulele Hawai (Mauna Loa și Mauna Kea), Samoa, Tahiti și Galapagos, legați de fracturile de fundament.

— *Regiunea africană* a marilor podișuri estice, fragmentate de falii întinse, care începe în Abisinia și se termină la Zambezi. Aici apar vulcanii Meru și Nyiragongo.

— *Regiunea atlantică* începe cu Insula Islanda,unde apar numeroși vulcani (Katla, Hekla), și se continuă spre sud prin insulele Azore, Ascension, Sf. Elena și Tristan da Cunha.

— *Regiunea Mediteranei* europene este o unitate tectonică de prăbușire accentuată, care are mai mulți vulcani activi (Etna, Vezuviu, Stromboli).

[1] După geologii A. Lazar și A. Arghir (1967), masivul Ciumatul, în care se află lacul Sf. Ana, ar fi un strato-vulcan.

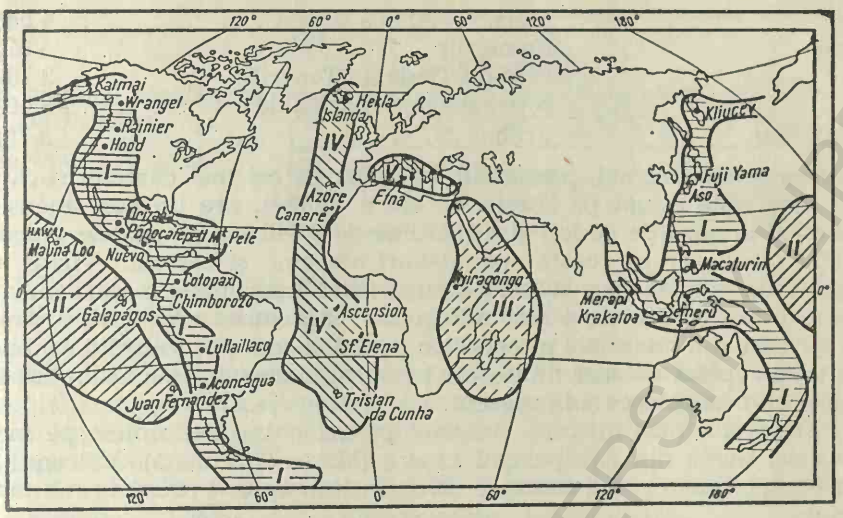


Fig. 84. Marile regiuni vulcanice actuale de pe glob:
I — regiunea circumpacifică; *II* — regiunea intrapacifică; *III* — regiunea africană; *IV* — regiunea atlantică; *V* — regiunea mediteraneană a Europei, cu vulcanii respectivi.

— *Regiunea Kerguelen* reprezintă Oceanul Indian numai prin cîțiva vulcani, care erup mai ales bazalte.

5. **Principalii vulcani activi** (fig. 84). În cele de mai jos se indică cei mai mari vulcani activi de pe glob și repartiția lor pe continente:

Europa	Etna — Sicilia	3 270 m
	Katla — Islanda	1 600 m
	Hekla — Islanda	1 557 m
	Vezuviu — Italia	1 303 m
Asia	Kliucev	4 750 m
	Fuji — Japonia	3 778 m
	Semeru-Djava	3 675 m
	Merapi-Djava	3 370 m
Oceania	Mauna Loa (Hawai)	4 167 m
	Ruapehu — N. Zeelandă	2 797 m
	Kilauea — Hawai	1 247 m
America de Nord și Centrală	Pic de Orizaba — Mexic	5 700 m
	Popocatépetl — Mexic	5 452 m
	Rainier S.U.A.	4 392 m
	Wrangell (Alaska)	4 270 m
America de Sud	Cotopaxi — Ecuador	5 943 m
	Maipo — Chile	5 300 m
	Purace — Columbia	4 815 m

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

	Meru — Africa de est	4 566 m
Africa	Camerun	4 075 m
	Pico de Teide — Tenerife	3 709 m
	Nyiragongo — Africa de est	3 469 m
Antarctica	Erebus	3 795 m

Dintre acești vulcani, prezentăm pe scurt pe cei mai caracteristici.

— *Etna* este situat pe coasta de est a Siciliei, are un con imens, cu diametrul la bază de 30 km și o înălțime de 3 340 m. La poalele vulcanului sînt orașe, iar pe coaste apar păduri de pini și castani. Vîrful este acoperit cu zăpadă, iar la partea superioară apar numeroase conuri de mărimi diferite. Craterele sînt neregulate din cauza eroziunii. Conurile sînt formate din materiale piroclastice (zgură și cenușă). Datorită erupțiilor care s-au repetat de mai multe ori pe secol, forma lui s-a schimbat mereu, așa cum se petrece și în prezent.

— *Stromboli* (926 m) este vulcanul permanent activ, ridicat pe insula cu același nume din Arhipelagul Lipare (Marea Tireniană). Vulcanul are forma unui con regulat, înalt de 2 726 m din care 1 800 m sub apele marine.

Acesta este în continuu plin cu lavă incandescentă, care forfotește neîncetat. Datorită lavei lichide care se scurge ușor nu au loc explozii mari.

— *Kliucev* este cel mai înalt vulcan al Asiei (4 750 m), cu vîrful veșnic acoperit de zăpadă și de ghețari.

— *Krakatoa* (832 m), situat între Djava și Sumatera, a erupt în anul 1883 cu putere extraordinară, distrugînd 2/3 din insulă și omorînd zeci de mii de oameni. În urma exploziei, s-a format un val de 30 m înălțime, care s-a resimțit în toate mările; au fost aruncate în aer 16 km^3 de sfărîmături, iar cenușa a ajuns la 70—80 km înălțime, plutind în aer ani de zile.

— *Mont Pelé* (Martinica-Antile), vulcanul care a distrus în anul 1902 orașul Saint Pierre omorînd în cîteva clipe pe cei 28 000 de locuitori. Erupția a început în zilele de 3—4 mai, cînd fumul a întunecat orașul, iar din crater se revărsau valuri de noroi.

Explozia cea mai puternică a avut loc în 8 mai, cînd au fost dărîmate cele mai multe clădiri din oraș, apa a năvălit pe uscat, iar erupția de gaze, zgură și cenușă din crater a acoperit orașul. Din cele 18 vapoare ancorate în port, numai unul a reușit să scape. La 30 mai o altă explozie și mai grozavă, a completat distrugerea orașului.

În acest timp, o lavă vîscoasă umplea craterul, din care s-a format apoi un stîlp cu diametru de 800 m și înălțime mai mică. Din acest stîlp, în 1903 a ieșit un ac ascuțit, înalt de 476 m, ridicînd astfel vîrful vulcanului la 1 450 m.

— *Mauna Loa*, cel mai mare vulcan din Hawai (4 167 m), are lavă atît de fluidă, încît curge ca apa, formînd cascade, iar gazele nefiind împiedicate, izbucnesc foarte ușor.

6. **Pseudovulcanii.** Aceștia reprezintă miniaturi ale vulcanilor propriu-ziși, așa cum sînt *vulcanii noroioși* și *gheizerele*. Ca vulcani noroioși se pot cita la noi cei de la *Berca-Arbănași* (Subcarpați), din figura 85, cu

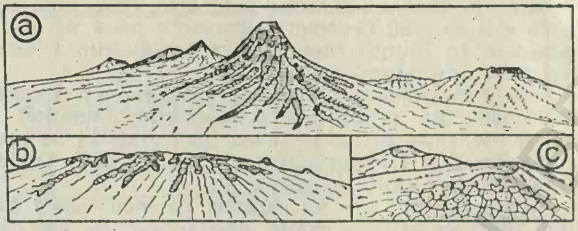


Fig. 85. Vulcanii noroioşi de la Policiori:
a — tip Pîclele Mari; *b* — tip Pîclele Mici; *c* — tip mixt.

dimensiuni mici (7—8 m la Pîclele Mari). Vulcani noroioşi apar, de asemenea, în Podişul Transilvaniei, Podişul Moldovei, unde sînt mai mici şi formează în jurul lor zone mlăştinoase.

În Peninsula Kerci, vulcanii noroioşi ajung la 45 m altitudine. Formarea lor trebuie pusă pe seama erupţiilor de gaze naturale şi ape fierbinţi amestecate cu argile, marne, gresii, conglomerate din regiunile cutate petrolifere şi gazeifere.

Prezenţa vulcanilor noroioşi este legată, în general, de fracturi, de falii.

7. **Gheizerele.** Acestea sînt izvoare calde, intermitente, care aruncă coloane de apă la înălţimi de cîteva sute de metri şi care formează la gura lor, prin depuneri, un fel de cratere foarte largi şi nu prea înalte (depozitul se numeşte *gheizerit* care este un precipitat de silice hidratată).

Aceştia se întîlnesc în multe regiuni ale globului, cum sînt *Peninsula Kamceatka* (cel mai renumit este gheizerul Velikan), *Munţii Stîncoşi* (parcul Yellowstone din S.U.A.), *Noua Zeelandă* etc.

8. **Magmatismul carpatic în România**[1]. România este una din ţările în care magmatismul este destul de răspîndit şi variat, mai ales în Carpaţi (magmatism de tip orogen), generat de cele două mari cicluri tectonice *hercinic*[2] şi *alpin*, de care este legată formarea şi cutarea geosinclinalelor respective.

În concepţia lui H. Stille (1953), procesele magmatice din cadrul unui geosinclinal generează trei feluri de magmatism: *iniţial* (care se manifestă la începutul formării geosinclinalului, în timpul subsidenţei), *sinorogen* (ce se produce o dată cu încreţirea geosinclinalului) şi *subsecvent* sau *postorogen* (pus în loc în faza de descreştere a cutării).

Analizat în raport cu cele două cicluri tectonice, amintite, magmatismul carpatic prezintă următoarele caracteristici:

— *ciclul hercinic*, cu caracter sinorogen, este reprezentat prin corpuri intruzive granitoide, cu structură de batolite (probabile), stockuri şi lacolite, care apar în munţii Retezat, Parîng, Vulcan, Almaj, Highiş (Zarand), Muntele Mare etc. ce se înscriu în relief prin masive larg bombate, netezite sau cu vîrfuri şi creste ascuţite.

— *ciclul alpin*, mult mai complex şi care s-a manifestat în trei faze principale: *ofiolitică*, *banatitică* şi *andezitică*.

[1] Vezi articolul — P. V. Coteţ: *Magmatismul carpatic din România şi influenţa lui asupra reliefului*. St. cerc. G.G.G., seria geografie, nr. 1, t. XVII, 1970.
[2] Unele cercetări geologice mai noi arată că există şi cicluri magmatice mai vechi.

Faza ofiolitică, cu caracter submarin, reprezintă *tipul magmatismului inițial alpin* în care timp s-au revărsat importante mase de diabaze (ofiolite) cu cea mai largă extindere în Munții Metaliferi, începînd din triasic și pînă în apțian, precedînd deci orogeneza austrică.

Faza banatitică are caracter predominant de *magmatism subsecvent intruziv*. Ea constă din erupții de granodiorite (banatite) porfire granodioritice, granite, diorite etc. puse în loc în urma unor fracturi de profunzime, legate de orogenezele subhercinică și laramică, mai ales în Carpații Occidentali (în Banat și în masivul Vlădeasa din Munții Apuseni).

Faza andezitică are tot caracter de *magmatism subsecvent, dar efuziv* (vulcanic), fiind reprezentat prin riolite, dacite, andezite etc. ce au erupt în neogen și cuaternar în lungul unor importante falii pe latura internă a Carpaților Orientali și pe cea sudică a Munților Apuseni.

Ultima fază este cea mai importantă din punct de vedere geomorfologic prin relieful ei dominant de aparate (cu conuri și cratere) și de podișuri vulcanice, mai bine păstrate în munții Călimani — Gurghiu — Harghita.

Concluzii. Din cele expuse se vede rolul foarte important al magmatismului (ca proces strîns legat de tectonică) *în generarea reliefului structural-eruptiv*, din care cel mai expresiv este *relieful muntos, de conuri și podișuri vulcanice*, ce aparține *structurilor efuzive*.

Rolul structurilor intruzive în geomorfologie crește pe măsură ce acestea sînt scoase la zi prin denudație.

De asemenea trebuie subliniată alături de originalitatea reliefului eruptiv și cea a erupțiilor vulcanice, care constă în modificările rapide și intense ale regiunilor afectate, în distrugerea, acoperirea sau fosilizarea unor forme mai vechi, de unde rezultă un alt caracter al reliefului vulcanic, acela de *relief suprapus*.

Privit în mod comparativ, rolul erupțiilor vulcanice este mai redus spațial decît cel pe care îl exercită apa, aerul etc., în schimb, el impresionează prin *dinamica, ritmul* și *intensitatea* cu care se produc acestea.

D. MIȘCĂRILE SEISMICE (CUTREMURELE DE PĂMÎNT)

Cutremurele (denumite și seisme) sînt vibrații sau oscilații bruște și intermitente ale scoarței, datorite unui dezechilibru fizic din interiorul Pămîntului și care se propagă pe suprafețe mari.

Cu studiul cutremurelor se ocupă *seismologia* — știință de mare importanță practică pentru societatea omenească, în vederea prevenirii efectelor lor. O altă noțiune folosită des este aceea de *seismicitate*, care exprimă gradul de frecvență și de intensitate al oscilațiilor seismice în raport cu marile linii de fracturi ale globului.

În geomorfologie și geologie cunoașterea cutremurelor este importantă atît pentru denivelările și formele de relief pe care le creează sau pentru stabilirea mișcărilor tectonice actuale (a dinamicii scoarței terestre), cît mai ales pentru caracteristicele fenomenului seismic și a urmărilor lui.

Uneori, cutremurele au o violență așa de mare, încît localități întregi sînt prefăcute în ruină, numai în cîteva clipe. Efectul zguduiturilor seismice nu se resimte numai asupra omului, care se înspăimîntă, ci și asupra

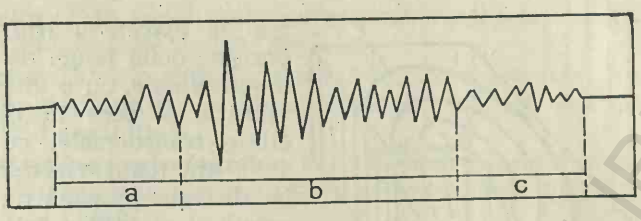


Fig. 86. O seismogramă:
a — faza preliminară;
b — faza maximală;
c — faza finală.

animalelor, care devin neliniştite, mugesc, o iau la fugă etc. Datorită dezastrelor produse, zeci şi chiar sute de mii de oameni au pierit în cîteva ore.

Pagubele materiale sînt de multe ori enorme, aşa cum a fost la Skopje în anii trecuţi sau în Peru, în 1970.

Efectele produse de cutremure depind de direcţia, intensitatea şi durata de propagare a acestora. Ele se văd sub formă de mici crăpături în ziduri, pînă la dărîmarea completă a tuturor clădirilor. În peisaj se produc diferite schimbări — arbori rupţi, munţi şi dealuri prăbuşite, diverse rupturi în scoarţă, ridicări şi scufundări de teren, apariţii de lacuri şi izvoare, schimbări ale cursurilor de rîuri, ale ţărmurilor etc.

Studiul cutremurelor se face cu ajutorul *seismografelor* — aparate foarte sensibile, care înregistrează cele mai slabe vibraţii ale scoarţei. Această înregistrare se face în mod automat şi direct, fiind reprezentată printr-o diagramă specială, numită *seismogramă*.

Aceasta indică în primul rînd *desfăşurarea cutremurului* prin cele trei faze principale: *faza preliminară* (a), care reprezintă începutul, care se amplifică treptat (mai lent şi apoi mai puternic) la trecerea spre *faza maximală* (b), cînd intensitatea este cea mai mare, cu vibraţii foarte puternice şi *faza finală* (c), cînd puterea cutremurului scade treptat pînă la dispariţie (fig. 86), apoi *ritmul, amplitudinea*.

I. Dinamica cutremurelor

Aşa cum s-a mai amintit, în studiul general al cutremurelor interesează o serie de elemente: *direcţia, intensitatea, ritmul, durata, frecvenţa* şi *mărimea*.

1. **Direcţia cultremurelor.** Aceasta este importantă pentru a se cunoaşte modul cum se propagă undele seismice, precum şi depărtarea lor faţă de epicentru. Acest lucru se realizează cu ajutorul liniilor *homoseismice* (linii care unesc punctele unde mişcarea se simte în acelaşi timp).

Locul de origine al cutremurelor se află în interiorul scoarţei, la o adîncime variabilă (20—30 km) şi se numeşte *hipocentru* (focarul cutremurului), de unde vibraţiile se propagă în toate direcţiile (fig. 27).

Regiunea de la suprafaţă, situată în direcţia verticalei hipocentrului, unde se resimte cea dintîi şi cea mai puternică zguduitură, poartă denumi-

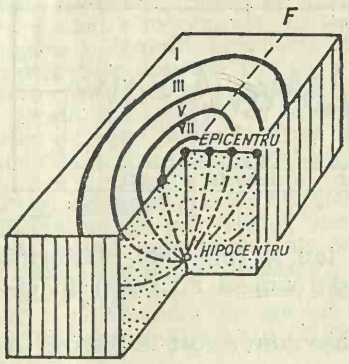


Fig. 87. Raportul dintre hipocentru și epicentru.

rea de *epicentru* (fig. 87). Din hipocentru pornesc două feluri de vibrații (unde): unele *longitudinale*, cu o viteză de 7—13 km (cînd vibrația se face în direcția propagării), și altele *transversale*, cu o viteză de numai 4—7 km (cînd vibrația este perpendiculară pe direcția propagării). În afară de acestea, există și al treilea fel, cele *ondulatorii* (cînd suprafața Pămîntului se mișcă ca valurile unei mări).

2. **Intensitatea sau tăria cutremurului.** depinde de o serie de factori: *cantitatea de energie eliberată, distanța de focar* și *natura rocilor*. Aceasta fiind variabilă în timp și spațiu și prezintă o gamă de valori, începînd de la microseisme la macroseisme.

— *Microseismele* reprezintă vibrațiile insensibile pentru om, fiind înregistrate numai de aparate, iar macroseismele, restul de vibrații.

În suprafață, tăria cutremurelor se redă prin *izoseiste* (linii care unesc localitățile în care cutremurele se resimt cu aceeași tărie).

Întensitatea cutremurelor este redată de scara *Rossi-Forel-Mercalli*, care cuprinde 12 grade, stabilite după efectele produse asupra omului, obiectelor din casă, a clădirilor și asupra naturii (hidrografiei, vegetației, reliefului etc.).

Cutremurele de gradul 1 sînt înregistrate numai de seismografe și au caracter de microseisme.

Cutremurele de gradele 2—5 se simt treptat, de oamenii foarte sensibili, de cei în repaus și de toată lumea, la cele mai tari, iar obiectele suspendate oscilează (cutremure foarte ușoare pînă la destul de tari).

Cutremurele de gradul 6 sînt puternice, oamenii se trezesc din somn, se produce spaimă; cele de *gradul 7* sînt foarte tari, se produce groază, oamenii părăsesc locuințele (cutremure în general puternice și foarte puternice).

Cutremurele de gradul 8 sînt foarte puternice, pereții crapă, arborii se îndoaie, acoperișurile clădirilor se prăbușesc. Se produce panică generală (cutremure distrugătoare).

Cutremurele de gradul 9 sînt pustiitoare, iar *cele de gradul 10, nimicitoare*. În afară de distrugerea clădirilor, se produc alunecări de teren, falii și crăpături în scoarța Pămîntului, apa lacurilor și rîurilor se revarsă peste mal (cutremure dezastruoase și foarte dezastruoase).

Cutremurele de gradul 11 sînt catastrofale, întregul peisaj geografic suferă avarii, plus falii și crăpături largi (cutremure catastrofale).

Cutremurele de gradul 12 corespund unei adevărate catastrofe seismice — orice fel de construcție se prăbușește, distrugere totală (cutremure foarte catastrofale).

BCU IAȘI FILIALA TEHNICĂ

3. **Ritmul cutremurelor.** Este redat de seismogramă, după care se pot stabili distanța epicentrului, cauzele și chiar tăria lor.

4. **Durata cutremurelor.** Este, în general, scurtă, de cîteva secunde. Numai rareori cutremurele pot ține zile și chiar săptămîni întregi, cea mai puternică zguduitură fiind cea inițială.

5. **Frecvența și magnitudinea cutremurelor.** Frecvența se exprimă în numărul mediu anual al cutremurelor, ținînd seama se înțelege de magnitudinea lor (B. F. H o w e l l, 1969).

Microseismele sînt foarte dese, numărul lor ajungînd pînă la circa 300 000 anual, iar al macroseismelor variază între 1,1—49 000 pe an, din care cele distrugătoare (de exemplu cutremurele de gradul 8) nu depășesc 120 pe an.

II. Cauzele și clasificarea cutremurelor

Cauzele cutremurelor sînt destul de variate, sursa lor principală rămînînd însă *tensiunea internă*, legată probabil de marile fracturi crustale și de curenții subcrustali. Nu sînt lipsite de interes nici cauzele extraterestre[1] sau cele de la suprafața scoarței.

După cauzele directe care le dau naștere, se deosebesc trei categorii mari de cutremure: *tectonice, vulcanice* și *de prăbușire.*

1. **Cutremurele tectonice.** Sînt cele mai puternice și mai numeroase (circa 80%), ele însoțesc dislocațiile verticale și orizontale, suprapunîndu-se marilor regiuni de geosinclinal, de cutare și scufundare actuală (pacifică, alpină, mediteraneană etc.).

2. **Cutremurele vulcanice.** Sînt generate de intruziunile de magmă, procesele de cristalizare, rupturile sub tensiune, exploziile datorite unei acumulări de presiune subterană etc. Acestea sînt strîns legate de aceleași regiuni amintite mai sus.

3. **Cutremurele de prăbușire.** Cu caracter mai mult local, sînt condiționate de exploziile de suprafață, de prăbușirea cavernelor subterane, de alunecări și surpări.

4. **Cutremurele submarine.** Au aceeași origine ca și cele de uscat, cu deosebirea că epicentrele lor sînt situate pe fundurile marine (fig. 88, 3, b). Acestea sînt mai numeroase și au efecte mai dezastruoase cînd se produc mai ales în regiunile litorale, în lungul faliilor marginale. Cea mai bîntuită regiune de astfel de cutremure o constituie Arhipelagul Japonez, unde sînt cunoscute sub denumirea de *tsunamis*, cu valuri marine ce ajung pînă la 40 m înălțime și o viteză de 20—100 m/s. Acestea nu lipsesc din insulele Hawai, Aleutine, Peninsula Kamceatka, Noua Zeelandă, țărmul Chile etc.

5. **Cutremure catastrofale.** Cutremurele au fost semnalate încă de mult timp.

[1] Legate mai ales de atracția Lunii, dar localizate în porțiunile labile ale scoarței terestre, determinate de curenții subcrustali.

Astfel, în 1693, un cutremur a distrus în Sicilia case, culturi și păduri, făcînd 60 000 de victime omenești.

În 1737, în urma unui cutremur, fluviul Gange și-a ridicat nivelul și a înecat peste 300 000 de oameni.

În 1755, în urma cutremurului din Lisabona, au pierit 32 000 de oameni, datorită unui val marin de 17 m înălțime, care a distrus digul litoral.

În 1783, în Calabria de Sud (Italia) au pierit 30 000 de oameni, iar în 1792, în Ecuador (America de Sud), la un cutremur au pierit 40 000 de oameni.

În Japonia, cutremurele catastrofale sînt destul de dese. În 1891, s-a produs o crăpătură cu denivelare de 6 m și o alunecare orizontală de 4 m; în 1914, cutremurul a distrus aproape totul pe o rază de 10 km în jurul vulcanului, care s-a stabilit a fi și epicentrul.

Marele cutremur din 1 septembrie 1932 a provocat înaintarea mării pe uscat și distrugerea marelui port Yokohama și a orașului Tokio, făcînd peste 200 000 de victime omenești.

În aprilie 1908, un cutremur puternic a distrus orașul San Francisco (peste 23 000 de clădiri), fără a produce victime prea multe, dar făcînd o ruptură lungă de 440 m.

În același an a avut loc și cutremurul de la Messina (oraș situat pe țărmul de est al Siciliei) — unul dintre cele mai mari, în urma căruia au pierit 120 000 de oameni.

III. Marile regiuni seismice ale globului

Privind o hartă cu răspîndirea cutremurelor pe glob (fig. 88) ne putem da seama că există regiuni cruțate de cutremure sau *regiuni aseismice* (cum sînt scuturile baltic, canadian, brazilian, african, australian, Plat-

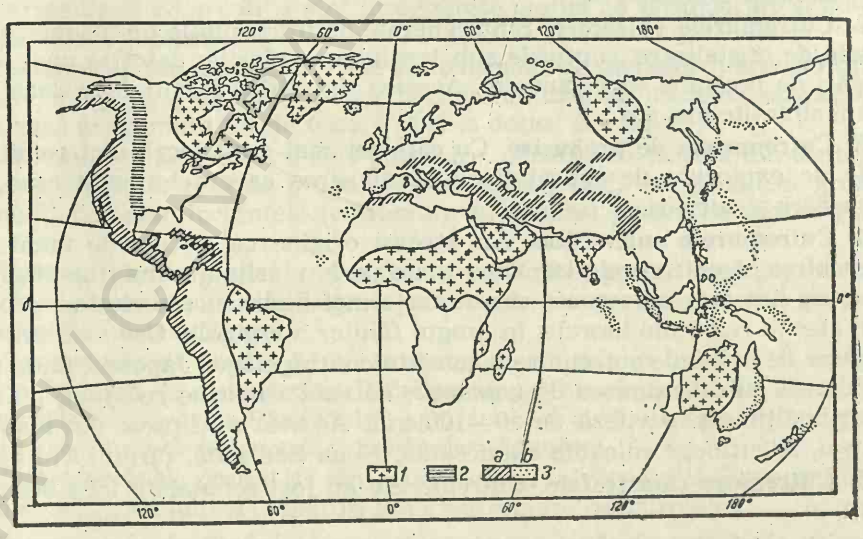


Fig. 88. Marile regiuni seismice ale globului:
1 — regiuni aseismice; *2* — regiuni cu seismicitate slabă; *3* — regiuni cu seismicitate puternică; *a* — pe continente; *b* — pe oceane.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

forma Rusă etc.) și regiuni bîntuite de cutremure sau *regiuni seismice* (grupate în jurul a două zone mari *brîul mediteranelor* și *geosinclinalul alpino-himalaian*, și apoi brîul *circumpacific*, unde au avut loc schimbări mai noi ale scoarței prin ridicări de munți și scufundări, deci cu multe falii. Acestea pot fi la rîndul lor cu seismicitate slabă sau puternică (fig. 88).

În ansamblu, din cele 160 000 de cutremure înregistrate pînă acum, 53% s-au produs în jurul Oceanului Pacific și 41% în regiunile mediteraneene, iar restul de 6% aparțin regiunilor mai stabile sub raport seismic.

IV. Cutremurele în România

Așa cum se poate vedea din schița foarte generală cu marile regiuni seismice ale globului (fig. 88), țara noastră aparține regiunilor alpino-carpato-himalaiene cu seismicitate puternică (fig. 88, 3, *a*).

Epicentrele cutremurelor din România se găsesc atît pe teritoriul nostru (podișul Transilvaniei, între Mureș și Tîrnava Mare; la curbura Carpaților, în Vrancea; în cîmpia Banatului etc.), cît și în zonele învecinate (în NE podișului Prebalcanic — R.P. Bulgaria, în partea de NE a R.S.F. Iugoslavia etc.).

Între cele mai mari cutremure de la noi se pot aminti: *cutremurele din 1472 și 1693* din Moldova, care au provocat avarii la mănăstirea Neamțului și catedrala din Suceava; *cutremurul din 1802* din București, cînd a fost dărîmat turnul Colței; *cutremurul din 1894* de gradul 9, cu epicentrul în zona Galați-Focșani; *cutremurul din sudul Munteniei* (1913), de gradul 8, cu epicentrul în R. P. Bulgaria.

Cel mai puternic cutremur înregistrat la noi (cu caracter catastrofal) a fost *cel din noaptea de 9—10 noiembrie 1940*, cu epicentrul în zona Panciu-Focșani, unde a atins gradul 10, iar la București, gradul 9, cînd s-a dărîmat marele bloc Carlton.

Efectele acestui cutremur s-au resimțit pînă la Moscova, unde a atins gradul 6.

Pe baza efectelor acestui cutremur și a altora mai vechi, *I. Atanasiu* (1960) a întocmit *schița seismică a României* (fig. 89). Aceasta reflectă direcția marilor fracturi de adîncime, centrele locale și active, ca și cele caracterizate printr-o zguduire principală (cutremurele mari monokinetice).

Din analiza acestei schițe sumare rezultă că, pe primul plan sub acest raport, *se situează zona de la curbură și din sudul Moldovei*, prelungită în nordul Dobrogei în sectoarele Măcin și Tulcea cu cea mai puternică linie seismică din țară *Focșani — Nămoloasa — Galați — Tulcea*.

Sub raport geomorfologic, cutremurele contribuie la accentuarea declanșării proceselor gravitaționale (prăbușiri și alunecări de masive muntoase, torenți de noroi, alunecări de teren, prăbușiri de peșteri, tunele etc.); ridicări și scufundări pe suprafețe diferite, rupturi și crăpături, barări de văi, schimbarea albiei rîurilor.

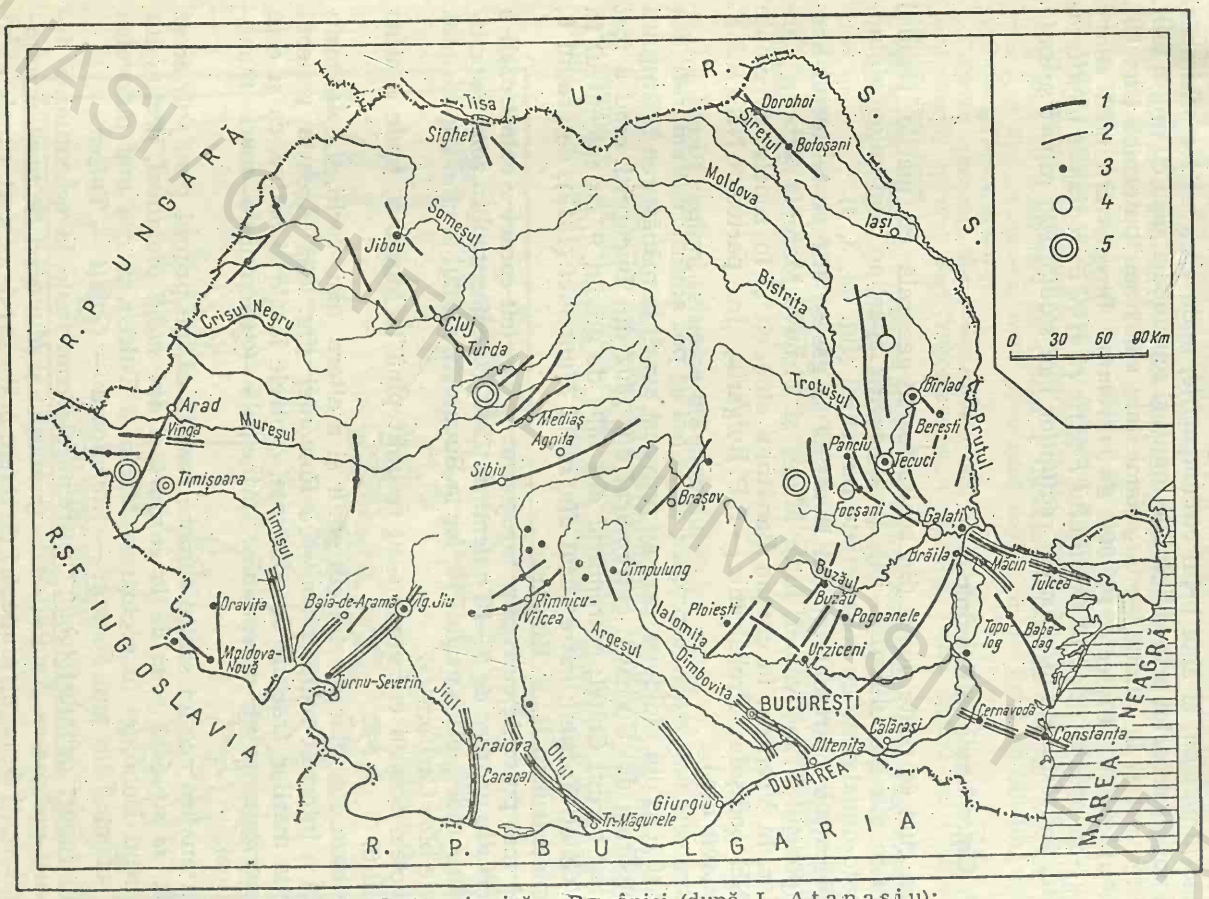


Fig. 89. Harta seismică a României (după I. Atanasiu):

1 — culminații ale cutremurului din 1940; *2* — culminații ale altor cutremure; *3* — focare de cutremure locale; *4* — epicentre active; *5* — focare de cutremure mari monokinetice.

BCU IAȘI CENTRU UNIVERSITAR LIBRARY

Cutremurele mai sînt importante prin indicațiile pe care le dau asupra liniilor tectonice de adînc, în vederea stabilirii mișcărilor tectonice actuale.

În concluzie, cutremurele fac parte din mișcările bruște și periodice ale scoarței terestre, care se produc ca urmare a mișcărilor verticale și tangențiale în regiunile cele mai labile ale scoarței terestre, ele reprezentînd cea mai evidentă formă de manifestare a proceselor actuale din interiorul Pămîntului.

E. CONCLUZII. MARILE UNITĂȚI GEOSTRUCTURALE ALE CONTINENTELOR – GEOSINCLINALE ȘI PLATFORME

Încheind capitolul în legătură cu morfodinamica internă, socotim necesar să accentuăm *întîi* asupra celor două feluri de unități geostructurale de bază de la suprafața scoarței terestre, *de mică și de mare consolidare, sau regiunile de geosinclinal și regiunile de platformă,* fiecare cu specificul lor tectonic (fig. 90).[1]

Unitățile de geosinclinal, denumite în general și *regiuni de orogen,* se caracterizează printr-o mobilitate tectonică mai accentuată (mișcări verticale cu viteză și amplitudine mare, ceea ce are ca urmare o intensă fragmentare tectonică a reliefului, mișcări intense de cutare și vulcanism cu

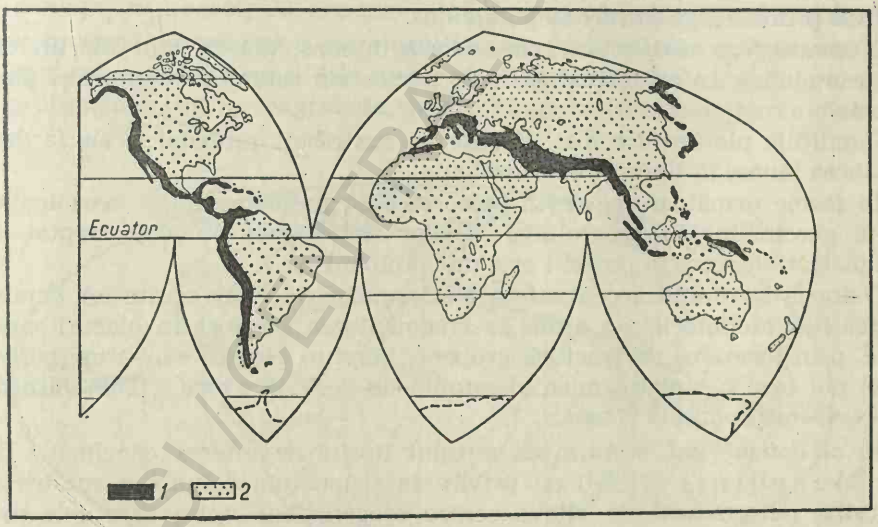


Fig. 90. Regiunile de geosinclinal (*1*) și de platformă (*2*) la sfîrșitul terțiarului (după N. S. Șatski)

[1] Vezi și cap. IX — *Structurile regionale — eterogene.*

largă dezvoltare) și un relief viguros, etajat în mai multe trepte (cum este, de exemplu, unitatea Carpaților). Structurile geologice predominante sînt cele cutate și eruptive.

Unitățile de platformă, denumite și regiuni de *cratogen* sau *cratoane,* prezintă dimpotrivă o mai mare stabilitate tectonică (mișcările verticale au viteză și amplitudine reduse, mișcările de cutare aproape că nu există, iar vulcanismul este foarte puțin dezvoltat) și un relief mai domol (cum este, de exemplu, Platforma Rusă). Structurile geologice predominante sînt cele de tip bloc, orizontale și monoclinale.

Începutul diferențierii acestor unități este după unii autori foarte veche — proterozoică — cînd, o dată cu răcirea treptată a suprafeței terestre pînă la temperatura de condensare a vaporilor de apă, zonele depresionare au început să se umple cu apă fierbinte, formîndu-se astfel primele bazine de apă, sub influența cărora a început să se dezvolte procese de eroziune și de dizolvare a rocilor, ca și procese de sedime

În același timp, porțiunile sialice au fost afectate de diferite dislocații orizontale, fracturi adînci, intruziuni puternice, cute largi etc., mai ales în zonele marginale, care au dus la dezvoltarea *fazei geosinclinale a scoarței sialice,* o dată cu reducerea sensibilă a temperaturii radioactive, a apariției bazinelor acvatice și a rocilor sedimentare.

Faza geosinclinală corespunde și cu apariția sigură a vieții pe Pămînt, legată, așa după cum se știe, de mediul acvatic răcit, sub 70°C, cînd au apărut primele alge calcaroase, *Collenias.*

Urmează faza platformică, care constă în consolidarea unor blocuri din scoarța sialică, ce au format primele nuclee ale actualelor scuturi și platforme.

Condițiile platformice mai liniștite au contribuit probabil și ele la dezvoltarea faunei în timpul proterozoicului.

În fazele următoare ce revin paleozoicului, mezozoicului și neozoicului, tipul geosinclinal al dezvoltării zonelor sialice este înlocuit treptat de cel platformic, care în prezent este predominant.

Datorită rigidității accentuate a platformelor (inclusiv scuturile), supuse mișcărilor oscilatorii, s-a ajuns la fragmentarea acestora în blocuri separate, prin formarea de fracturi, grabene, horsturi etc., ce constituie indicii unei noi faze postplatformice, denumită de A. V. Peive (1956) *faza de blocuri,* care continuă și astăzi.

În al doilea rînd, socotim că nu sînt lipsite de interes concluziile lui S. Mehedinți (1930) cu privire la fizionomia actuală a suprafeței terestre, determinată de cîteva centre orogenetice, dintre care cele mai importante sînt situate în Arctica, în zona celor trei mediterane.

Centrul arctic — o vastă zonă de scufundare, unde se află baza tetraedrului cu care A. Lapparent asimila forma Pămîntului. Această scufundare s-a manifestat foarte activ în relieful circumarctic, atît orogenetic

(prin vechi cutări), cît și prin vulcanism, care se resimte pînă astăzi (figura 91).

Zona mediteranelor — al doilea mare centru de energie, format din Mediterana europeană și austral-asiatică, caracterizată printr-o mișcare orogenică bine exprimată și în lungul cărora se dezvoltă sistemul muntos alpino-himalaian. La această zonă se adaugă Mediterana americană (figura 92).

Alte centre de energie orogenetică sînt reprezentate de geosinclinalele marginale circumpacifice, caracterizate prin vulcanism foarte activ și cutremure foarte energice.

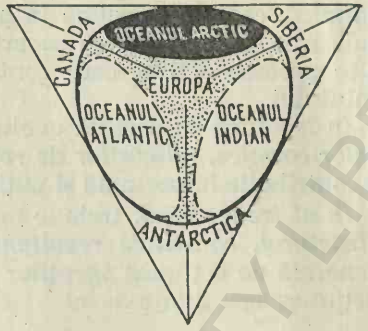


Fig. 91. Centrul de scufundare din zona arctică în proiecție tetraedrică (după A. Holmes).

În prezent, *dezvoltarea scoarței Pămîntului se caracterizează prin lupta contrară dintre răcirea cosmică, care predomină față de încălzirea interioară, comprimarea predomină față de dilatare, iar tipul platformic predomină față de cel geosinclinal.*

Dezvoltarea actuală a scoarței Pămîntului se produce pe cale continuă-discontinuă, exprimată sub forma unor *pulsații energetice ritmice* sau *periodice* (epoci și faze de cutare, vulcanism).

Aceste pulsații constituie cea mai bună dovadă că în interiorul Pămîntului se produce permanent o mare cantitate de energie, care se consumă în cea mai mare parte în epocile de cutare și vulcanism. Sursele acestei energii de profunzime sînt — *contracția, radioactivitatea și diferențierea fizico-*

Fig. 92. Centura marilor depresiuni intracontinentale a mediteranelor.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

chimică, care se consumă în procesele tectonice, la formarea munților, în ridicarea și scufundarea scoarței terestre, în magmatism, metamorfism și alte procese active, care contribuie la evoluția generală a scoarței Pământului.

În legătură cu această evoluție, nu trebuie neglijată *nici influența cauzelor cosmice, mișcărilor de rotație și de revoluție ale Pământului,* care au o contribuție importantă și puțin cunoscută pînă în prezent.

În al treilea rînd, trebuie arătat că relieful *inițial, primar, tectonic sau structural, constituie rezultanta de bază a morfologiei scoarței terestre,* generată de acțiunea agenților interni (factorul T) și pe care se suprapune acțiunea agenților externi.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

III

GENEZA RELIEFULUI TERESTRU

MORFODINAMICA EXTERNĂ (EXOMORFODINAMICA)

(Rolul factorilor fizico-geografici și în special al climei)

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul VII

AGENȚII ȘI FACTORII GENETICI AI MORFODINAMICII EXTERNE

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Sub denumirea de *morfodinamică externă* se înțelege ansamblul acțiunii exercitate de către *agenții externi*, care-și au sursa în afara Pămîntului, în *energia solară*, dar care la suprafața Pămîntului lucrează mai ales pe verticală, sub influența gravitației (situată în interiorul Pămîntului).

În general, *se știe că acțiunea agenților externi se exercită pe fondul structural, creat de forțele interne.*

Între agenții interni și agenții externi există o permanentă acțiune contrară, în sensul că cei dintîi creează denivelările inițiale, majore, ale scoarței terestre, iar cei din urmă au ca rezultat netezirea acestor denivelări, indiferent de întinderea și de poziția lor.

Fiecare din acești agenți își are legile proprii de formare și dezvoltare (*legile morfodinamicii interne*, în care factorul *tectonică* este predominant și *legile morfodinamicii externe*, în care factorul *climă* stă pe primul plan)[1].

De aici rezultă care este importanța climei pentru partea care urmează, ca factor de bază al întregii activități de modelare a reliefului în cadrul mediului geografic.

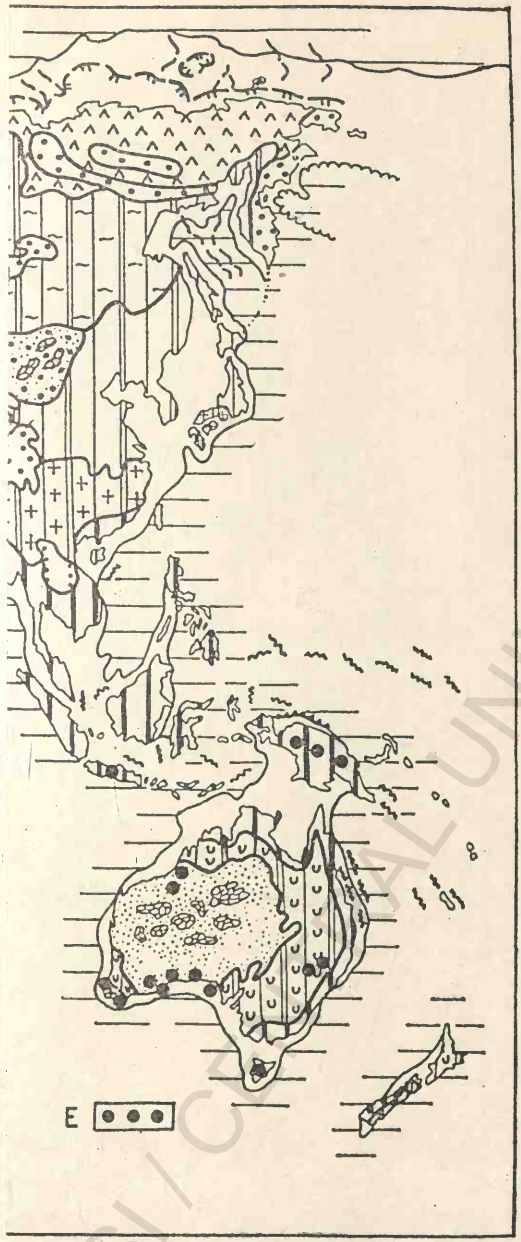
I. Diferite clasificări ale proceselor externe (agenții externi)

Procesele externe sînt foarte variate în spațiu, iar în timp acțiunea lor s-a dezvoltat după aceleași legi ca și astăzi, dar în alte condiții.

1. *După felul distribuției în spațiu*, ele pot fi analizate *pe orizontală*, așa cum se desfășoară unul lîngă altul, după cum este vorba de rîuri, vînturi, ghețari, valuri etc., fără însă a se preciza bine legătura cu zonele climatice în care se dezvoltă (W. Davis) sau *pe verticală*, începînd de la nivelul mării (valurile), trecînd la rîuri, apoi la ghețari și vînturi (K. K. Markov).

[1] Vezi fig. 43 în care este redată schema de ansamblu cu geneza reliefului.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY



. E. Hain, R. E. Murphy,

: și periglaciar vechi și cu slabe procese periglaciare
u umiditate sezonieră; 7 — idem pe fond ecuatorial,

e (la mijloc) sau slabe (jos); 3 — idem, dezvoltate

ar montan, vechi; 3 — regiuni periglaciare actuale,

be și puternice; 3 — termo-abraziune; 4 — eroziunea

...velișuri

...empera-

...iile; de-

...nteriorul
...necările,

...solară, în
...generate

...așa cum

...lent, cum

...A. Chol-
...și *sisteme*
...*de mode-*

...suprafața
...le regiuni

...*vegetația*
...– *solul* și

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

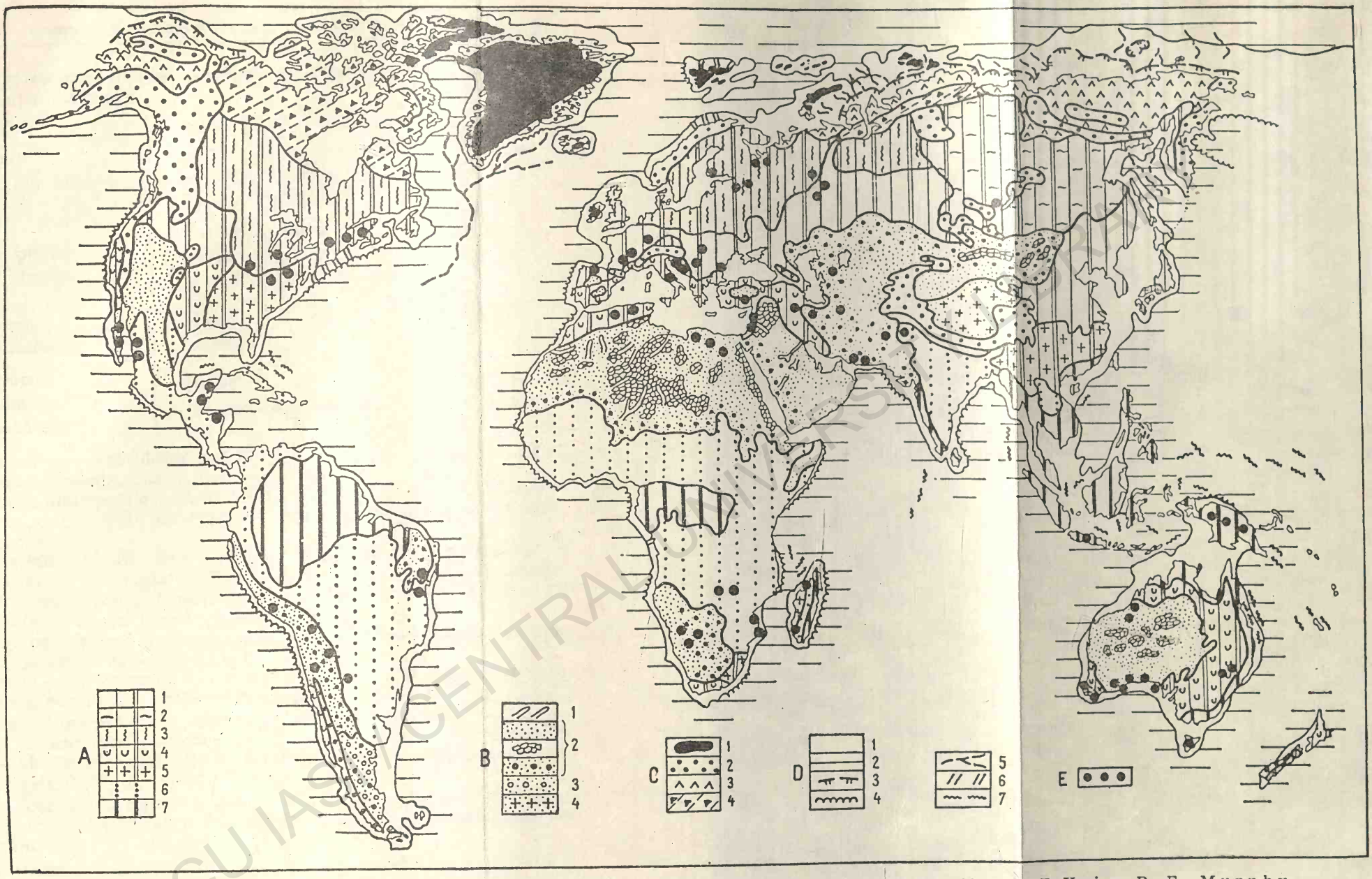


Fig. 93. Repartiția actuală a agenților externi pe suprafața Pământului (după R. A. Sorokina, A. E. Krivoluțkii— V. E. Hain, R. E. Murphy, autor și alții):

A — zona umedă, fluviatilă: 1 — regiuni temperat-umede; *2* — regiuni cu riuri dezvoltate pe fond periglaciar actual; *3* — idem, pe fond glaciar și periglaciar vechi și cu slabe procese periglaciare actuale, în nord; *4* — idem, pe fond subtropical accentuat; *5* — idem, pe fond subtropical și tropical uscat; *6* — idem, pe fond subecuatorial, cu umiditate sezonieră; *7* — idem pe fond ecuatorial, cu umiditate excesivă;

B — zona aridă și semiaridă: 1 — ueduri mari; *2* — regiuni aride dezvoltate pe fond arid vechi, cu procese intense de deflație (sus) și acumulare (la mijloc) sau slabe (jos); *3* — idem, dezvoltate pe fond glaciar vechi; *4* — idem, dezvoltate pe fond glaciar și periglaciar montan, vechi;

C — zona glaciară și periglaciară: 1 — regiuni glaciare de calote actuale; *2* — idem, glaciare și periglaciare actuale, pe fond glaciar și periglaciar montan, vechi; *3* — regiuni periglaciare actuale, subpolare; *4* — regiuni periglaciare actuale pe fond glaciar vechi

D — domeniul litoral: 1 — zone unde se produce acțiunea de abraziune și acumulare a valurilor și curenților; *3* — zone cu acumulări marine, slabe și puternice; *3* — termo-abraziune; *4* — eroziunea curenților turbionari; *5* — canioane submarine, cu lungimi mari; *6* — idem, în serie, cu lungimi mici; *7* — activitate recifogenă;

E — domeniul carstic — regiuni carstice întinse.

Geomorfologia — între pag. 166—167

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITARĂ

2. *În raport cu apartenența proceselor externe* la diferitele învelișuri ale Pământului se disting:

Procese climatice (care aparțin atmosferei)	dezagregarea — schimbările de temperatură; eroziunea în suprafață; precipitațiile; deflația (vînturile).
Procese hidrografice (ce aparțin hidrosferei)	fluviale — rîuri; glaciare — ghețari; litorale — valuri, curenți.
Procese biogene (ce aparțin biosferei)	plante; animale.
Procese antropice (ce aparțin omului, societății omenești)	omul; societatea omenească.

Această clasificare este folosită mai ales de geologi.

3. *După sursa principală de energie se disting:*

— *Procese gravitaționale* a căror sursă principală se află în interiorul scoarței terestre, cum sînt, de exemplu, procesele de pantă (alunecările, surpările etc.).

— *Procese hidro-bioclimatice*, a căror sursă se află în energia solară, în bilanțul de căldură și umiditate a Pământului, cum sînt procesele generate de alterare, rîuri, vînturi, ghețari, valuri, curenți.

4. *După intensitatea și urmele lăsate, se disting:*

— *Procese principale sau majore*, care acționează mai viguros, așa cum sînt: rîurile, ghețarii, vînturile, valurile.

— *Procesele complementare* sau *secundare*, care lucrează mai lent, cum sînt: alterarea, porniturile, spălarea în suprafață.

5. *După asocierea proceselor externe pe sisteme de eroziune* (A. Cholley, 1950), *sisteme morfoclimatice* (J. Tricart, 1956, 1957) și *sisteme de eroziune bioclimatice* (M. Derruau, 1958—1967), *sisteme de modelare* (P. Cotet, 1969) etc.

În fig. 93 este redată repartiția actuală a agenților externi pe suprafața globului, ca și fondul morfologic mai vechi, moștenit, pentru unele regiuni mai importante.

II. Factorii genetici ai morfodinamicii externe

Aceștia sînt destul de numeroși: *relieful, clima, hidrografia, vegetația* și *fauna, omul — societatea omenească, scoarța de alterare — solul* și *timpul* (fig. 94).

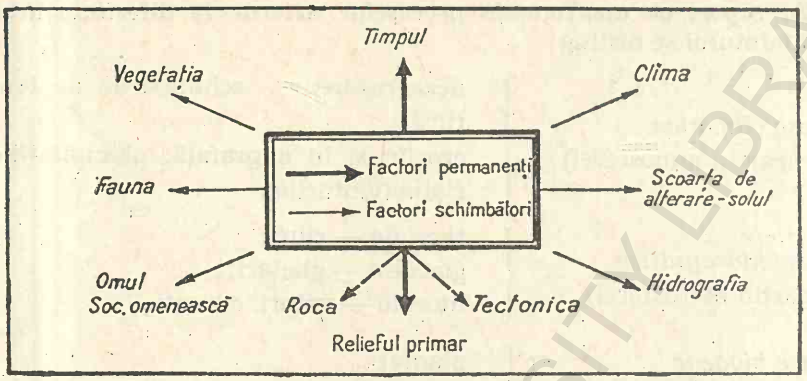


Fig. 94. Factorii genetici ai morfodinamicii externe.

1. *Relieful* creat de agenții interni, denumit — așa cum s-a văzut din cele expuse mai înainte — *relief primar (inițial, tectonic sau structural)*, constituie baza pe care se suprapune acțiunea proceselor externe, care îl modifică, netezindu-l pînă la formarea peneplenei.

Relieful primar include, în afară de morfologia lui (altitudine, pantă), și structura geologică (roca și tectonica).

În legătură cu relieful modificat sau cel nou creat trebuie precizat *că orice formă a lui reprezintă un factor nou pentru acțiunea următoare a agenților externi sau cu alte cuvinte, relieful nou devine un factor al propriei sale dezvoltări.*

2. *Clima* este răspunzătoare în primul rînd de agenții externi, de numărul și de gruparea lor, ea lucrînd asupra reliefului *direct* prin temperatură și precipitații în procesele de alterare și scurgere, prin vînturi etc. și *indirect* prin hidrografie, vegetație și faună. Rolul climei sub acest raport este dezvoltat mai departe.

3. *Hidrografia* (șiroire, torenți, rîuri, valuri, curenți, ape subterane) reprezintă cel mai viguros agent extern, mai ales prin rîuri.

4. *Vegetația* și *fauna* — acțiunea biologică are atît un rol protector, cît și unul destructiv sau constructiv prin acțiunea directă sau indirectă asupra reliefului și asupra acțiunii agenților externi.

5. *Omul — societatea omenească* acționează asupra reliefului atît pozitiv și negativ, direct sau indirect prin diferite lucrări — arături, canale, diguri, baraje, cariere, holde, construcții de căi de comunicație, de așezări omenești, împăduriri și despăduriri, desecări, lacuri de acumulare etc.

6. *Scoarță de alterare* și *solul* reprezintă depozitele de cuvertură asupra cărora acționează direct agenții externi și a căror geneză și evoluție este strîns legată de relief și de zonalitatea geografică.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Scoarța de alterare cu diferitele ei tipuri reflectă condițiile climatice în care s-a format și oferă elemente importante în analiza evoluției reliefului și în stabilirea vîrstei lui.

7. *Timpul* este un *factor* foarte important, deoarece de el depinde durata acțiunii proceselor *externe*, pe baza căruia se poate stabili evoluția și vîrsta regiunii respective, ca și schimbările proceselor externe (rîuri, ghețari, vînturi etc.).

După poziția lor în raport cu suprafața topografică a reliefului, factorii amintiți (unii cu caracter mai permanent și alții, mai schimbător, fig. 94) pot fi repartizați în două categorii — *interni* (structura geologică și apele subterane) și *externi propriu-ziși* (clima, hidrografia, vegetația, omul-societatea omenească, scoarța de alterare — solul).

B. LEGILE ZONALITĂȚII ȘI INTRAZONALITĂȚII GEOGRAFICE ȘI IMPORTANȚA LOR ÎN MORFODINAMICA EXTERNĂ

I. Legile zonalității geografice

Acestea sînt bine cunoscute astăzi și ele au pornit de la V. Docuceaev, care a descoperit în 1898 legea zonalității orizontale a climei, vegetației, faunei și solurilor, iar la noi a fost remarcată de G. Murgoci (1911) și S. Mehedinți (1930).

1. Clima ca bază a legii zonalității orizontale

Așa după cum se știe, clima actuală a globului este foarte variată sub raport geografic, regional, deși din punct de vedere matematic, ea are o distribuție destul de uniformă și regulată — *o zonă caldă, intertropicală*, desfășurată ca o fîșie unitară de o parte și de alta a ecuatorului; *două zone temperate*, paralele și mediane, dar cu așezare opusă (una boreală și alta australă) și *două zone reci*, extreme, una arctică și alta antarctică (fig. 95, A).

Deși condițiile locale sau generale (poziția față de țărm sau în cadrul continentului, relieful, distribuția apei și uscatului etc.) condiționează diferențierea regională a climei, trăsăturile ei generale se mențin, iar influența directă asupra celorlalte elemente fizico-geografice este dominantă.

De aici rezultă *zonalitatea climatică orizontală*, care se răsfrînge asupra întregii dinamici a mediului natural (zonalitatea vegetației, solurilor, hidrografiei, repartiția agenților externi).

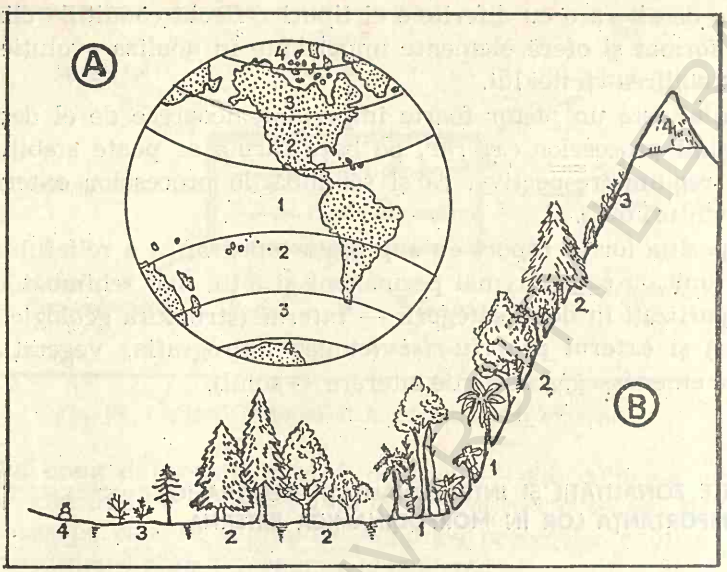


Fig. 95. Zonalitatea bioclimatică a globului.
A — zonalitatea orizontală; *B* — zonalitatea verticală:
1 — zona tropicală cu păduri umede — pluvială; *2* — zona temporată cu păduri de foioase şi de conifere; *3* — zona periglaciară cu vegetaţie ierboasă de mică înălţime, muşchi şi licheni; *4* — zona polară cu zăpezi şi gheţuri (din B. Stugren, 1965, după diferiţi autori).

2. Altitudinea reliefului ca bază a legii zonalităţii verticale[1]

Zonalitatea verticală a fost remarcată tot de V. V. Docuceaev (1898) şi dezvoltată de S. V. Zaharov şi alţii tot în legătură cu repartiţia geografică a solurilor.

Altitudinea reliefului (indiferent de zona climatică în care ne aflăm, dar sub a cărei influenţă generală stă), introduce un element nou, *etajarea climei*, ca şi a celorlalte condiţii naturale, începînd de la poalele munţilor spre vîrfurile lor (fig. 95, B) sau chiar pe trepte mai mari, de la cîmpii, la dealuri — podişuri şi munţi.

În concluzie, din cele expuse cu privire la legile zonalităţii geografice s-a văzut importanţa climei (cu repartiţia ei latitudinală şi altitudinală) în desfăşurarea fenomenelor naturale în plan orizontal şi vertical, iar în continuare se va vedea rolul ei în gruparea agenţilor externi şi în schimbarea lor de la o zonă climatică la alta, în crearea discordanţelor morfoclimatice, etc.

[1] La noi, vezi tot G. Murgoci şi S. Mehedinţi.

II. Legea intrazonalității

Aceasta reprezintă opusul zonalității și ea a fost stabilită pentru prima dată tot în cadrul geografiei solurilor, în sensul că pe fondul general al marilor zone pedoclimatice apar soluri locale (hidromorfe, halomorfe). La acestea se pot adăuga și alte elemente intrazonale ale mediului natural, legate de vegetație, animale, relieful de modelare actuală.

În geomorfologie, această lege se poate interpreta și în alt sens, ca bază pentru toate procesele și relieful rezultat, care trec de la o zonă morfoclimatică la alta, cum sînt cele gravitaționale, carstice și litorale.

C. MARLE UNITĂȚI GEOGRAFICE ALE GLOBULUI, SPECIFICUL LOR MORFOBIOCLIMATIC ȘI HIDROGRAFIC

Expunerea problemelor de geomorfologie climatică impune o caracterizare de ansamblu a suprafeței Pămîntului, mai ales sub raport bioclimatic și hidrografic.

Așa cum s-a arătat mai înainte, marile zone climatice ale globului reprezintă baza împărțirii geografice a suprafeței acestuia.

În acest sens, dăm în fig. 96 marile unități climatice, care se suprapun în linii generale marilor zone termice ale globului (I, II, III, IV), după cum urmează:

Ținuturi calde și foarte calde	1. tip ecuatorial 2. tip sudanez 3. tip musonic 4. tip Sahara (saharian) 5. tip Ecuador (ecuadorian)
Ținuturi temperate mai calde	6. tip mediteranean 7. tip iranian 8. tip turanian 9. tip chinez
Ținuturi temperate mai reci	10. tip vest-european 11. tip central-european 12. tip St. Lawrence (Sf. Laurențiu) 13. tip prerie (stepă) 14. tip de podiș 15. tip Tibet
Ținuturi reci-polare	16. tip păduri nordice 17. tip tundră 18. tip glaciar

a căror localizare și extindere se poate urmări în schița dată (fig. 96).

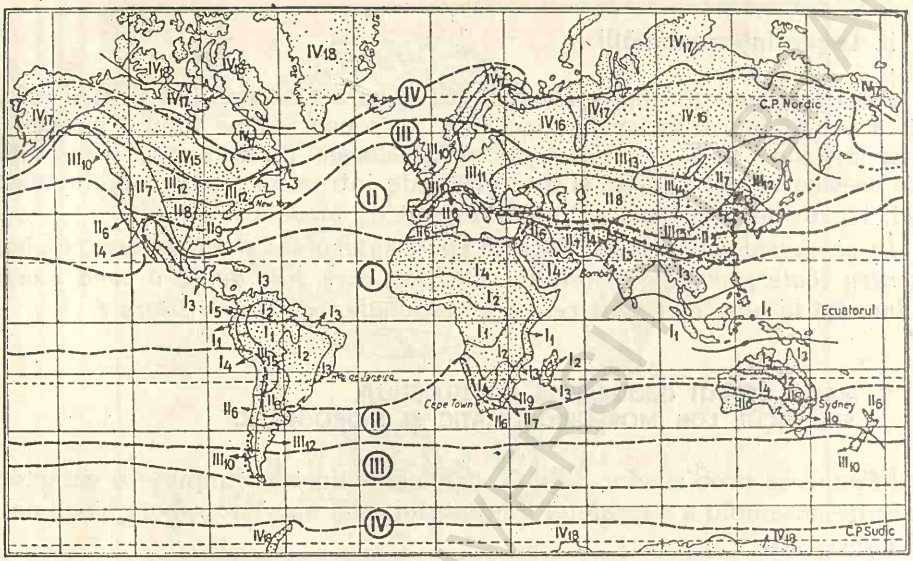


Fig. 96. Marile regiuni geografice (după Newnes Pictorial Knowledge Atlas, 1961).

Dintre acestea sînt expuse mai pe larg tipurile regionale cele mai reprezentative din punct de vedere morfobioclimatic[1] și hidrografic, iar restul, mai sumar.

I. Climatul cald și foarte cald (I. fig. 96).

Acesta ocupă aproape întreaga Africă și Australie, sudul Asiei, cea mai mare parte a Americii de Sud, America Centrală și o bună parte din America de Nord.

1. *Tipul ecuatorial* (I, 1, fig. 96) reprezintă clima tropicală umedă sau ecuatorială, cu cea mai mare extindere în bazinele Amazon, Congo și în Arhipelagul Indoneziei.

Cu o temperatură medie anuală de 26°, și lipsită de contraste termice, dar cu precipitații foarte bogate (peste 1 500 mm media anuală) și uniform repartizate în cursul anului, clima ecuatorială se caracterizează printr-o hidrografie densă cu bazine hidrografice mari și regimuri complexe, dar lipsite de contraste sezoniere mari (Congo, Amazon), numeroase mlaștini și păduri întinse, ecuatoriale, cu frunze semperviriscente, arbori feluriți, cu liane și palmieri agățători. Cuvertura vegetală densă împiedică desfășurarea normală a proceselor fluviatile, iar precipitațiile bogate ușurează alterarea chimică, care generează o scoarță roșie *de tip lateritic*, cu grosime mare. Relieful pozitiv prezintă forme vălurite, mamelonare și cu ver-

[1] Caracterizarea bioclimatică în parte, după N. Florea (1963).

sanți convecși, acoperiți cu întinse depozite eluviale din care răsar unele vîrfuri mai înalte, cu rocă nealterată, dar tot rotunde, denumite *„pain de sucre"* (căpățini de zahăr).

Ținutul ecuatorial, deși cu cea mai bogată rețea hidrografică de pe glob, nu aparține complet sistemului de modelare fluviatilă, ci el prezintă un sistem sculptural mult mai complex de *tip tropical*, în care alterarea chimică joacă un rol foarte important. Nu lipsește de aici pedimentația, dar nici cîmpiile aluvionare întinse.

2. *Tipul Sudan* (I, 2, fig. 96) reprezintă clima subecuatorială sau de savană, zonă cu contraste termice foarte mici, dar cu diferențe pluviale mari, de la un sezon la altul.

Acesta ocupă suprafețe întinse la exteriorul celei ecuatoriale (în podișurile Guianelor, Braziliei, în Africa Centrală, Nordică și Sudică, apoi în Madagascar, Australia etc.). Fiind o zonă de tranziție, cu un anotimp de 6 luni ploios și altul secetos, cu păduri galerii și ierburi de savană, ea prezintă mai multă importanță pentru geomorfologie, datorită alternanței de faze umede și uscate, care creează diferite contraste și deci procese morfogenetice mai variate. Solurile roșii cu importante procese de allitizare, alături de scoarța de alterare generează cruste groase feruginoase cu aspect de podișuri întinse, dominate de inselberguri.

Hidrografia se menține destul de bogată, cu rîuri mari și cu mlaștini mai reduse.

Regiunea sudaneză prezintă un sistem de modelare complex, în care se îmbină strîns acțiunea agenților pluviali și fluviatili cu acțiunea aridității, cu pedimentația.

3. *Varianta musonică* (I, 3, fig. 96) a ținuturilor calde se distinge tot prin contraste pluviale mari, ca și tipul sudanez, datorite în acest caz musonilor, cu acțiune sezonieră.

Ea prezintă și slabe diferențe termice și este larg extinsă în peninsulele India, Indochina, sudul Chinei, nordul Australiei, pe latura atlantică a podișurilor Guianelor și Braziliei (I, 3, fig. 96).

Abundența vegetală se menține ca și cea hidrografică (Gangele cu Brahmaputra, Mekongul, Fluviul Roșu etc.).

Tipul musonic sau asiatic propriu-zis reprezintă sub raport morfobioclimatic o îmbinare a sistemelor ecuatorial și subecuatorial, cu întinse cîmpii aluvionare, pedimente etc.

4. *Tipul Sahara* (I, 4, fig. 96) sau tropical uscat constituie al patrulea ținut al climei calde și care contrastează cu cel ecuatorial (tropical umed).

Sahara reprezintă deșerturile tropicale, foarte calde și uscate, cu ploi foarte puține, care cad numai întîmplător.

Insolația foarte puternică din timpul zilei determină încălzirea solului pînă la 60—80°C, iar scăderea temperaturii noaptea la 10°—5°C sau chiar 0° (datorită radiației puternice, ca urmare a uscăciunii aerului și lipsei norilor) produce o răcire intensă a suprafeței solului, ceea ce intensifică procesul de dezagregare a rocilor. Vînturile foarte puternice deplasează produsele dezagregării și formează întinse cîmpuri de dune.

În asemenea condiții, vegetația lemnoasă lipsește complet, cu excepția oazelor, iar apariția ei sporadică se datorește unor arbuști sau semiarbuști xerofili, cu rădă-

cini adînci. Solurile lipsesc sau au un caracter primitiv, local, iar procesul de salinizare este foarte extins, datorită rocilor de suprafață și apelor freatice care generează așa-numitele *„deșerturi saline"*.

Hidrografia prezintă un dublu aspect — *unul autohton*, prin uedurile formate temporar în urma ploilor rare și *altul alohton*, prin rîurile de tranzit, cum este Nilul.

Prezența depresiunilor endoreice ca nivele de bază locale creează alt aspect al ținuturilor aride, cu importante urmări morfoclimatice.

Sahara nu reprezintă peste tot un deșert absolut, cu precipitații sub 150 mm, ci și porțiuni cu cantități mai mari de 200—250 mm, socotite, ca *semideșerturi* și de aceea ea constituie tipul zonei aride și semiaride, care se mai extinde în Peninsula Arabică, apoi în Tharr, Namib, în Atacama (Chile), Arizona (Statele Unite) etc.

Sahara cu toate celelalte tipuri de deșerturi foarte calde aparține deci sistemului de modelare aridă și semiaridă, în care predomină acțiunea apelor de șiroire, a uedurilor, dezagregărilor și vînturilor intinse. Inselbergurile, pedimentele, playas-urile, ergurile etc. sînt predominante în relieful deșerturilor. Pedimentația ca proces complex de evoluție a versanților este foarte extinsă.

În concluzie, tipurile morfobioclimatice ale zonei calde sînt prin excelență tipuri africane, cu excepția celui musonic, care este de tip asiatic.

II. Climatul temperat (II, III, fig. 96)

Este mult mai variat și mai complex, datorită atît contactului cu climatul cald și rece între care se află (de aici au rezultat cele două nuanțe ale lui — *ținutul temperat mai cald*, II, fig. 96 și *ținutul temperat mai rece*, III, fig. 96), cît și poziții tipurilor respective în longitudine, față de ocean sau în interiorul continentului. Cea mai mare extindere o are acesta în emisfera nordică (fig. 96).

Climatul temperat este prin excelență domeniul apelor curgătoare (în cea mai mare parte autohtone — Rinul, Dunărea, Volga, Huanho, Iantzî etc.), al eroziunii liniare, cu ritm sezonier, cu contraste termice, de la iarnă la vară, cu îngheț-dezgheț și intense procese gravitaționale.

Dintre tipurile morfobioclimatice ale acestui climat, în număr de 10, ne oprim mai mult asupra celor mai caracteristice: *mediteranean, iranian* și *turanian, vesteuropean* și *temperat continental*.

1. *Tipul mediteranean* sau *subtropical* (II, 6, fig. 96) este specific Europei (țărmurilor Mării Mediterane) și prezintă mai multe variante, în America pe latura pacifică, în sudul Australiei, Africii, în China de Est etc.

El se caracterizează prin veri foarte calde și uscate, ca și prin ierni calde și umede, fără zăpadă sau cu un strat subțire, de scurtă durată.

Temperatura medie anuală ajunge între 12,5—18°C. Cea mai mare cantitate de precipitații cade iarna, iar vegetația caracteristică o formează pădurea xerofilă subtropicală sau tufărișurile, constituite în cea mai mare parte din specii cu frunze sempervirescente (machia, gariga), dezvoltate pe soluri maro. În condițiile altor variante, de păduri subtropicale umede (Australia, Tasmania) sau de stepe subtropicale și chiar semideșerturi predomină alte soluri (craznoziomuri, jeltoziomuri, negre roșcate, maro-cenușii etc.).

Climatul subtropical poate trece deci de la nuanțe mai ploioase spre nuanțe mai uscate, pînă la regiuni semiaride, ceea ce arată complexitatea lui sub raport

morfobioclimatic, cu trecere de la rețeaua hidrografică permanentă la cea intermitentă, însoțite de o alterare fizică accentuată.

Aversele violente favorizează dezvoltarea proceselor torențiale, cu revărsări bruște, transporturi mari de materiale și formarea glacisurilor aluvio-proluviale (fenomen cunoscut sub denumirea de *eroziune torențială de tip mediteranean*, ajutat și de procesele de alunecare specifice, denumite f r a n a). Evoluția specifică a versanților cu formarea pedimentelor reprezintă un alt aspect al climei subtropicale sub influența predominantă a dezagregării intense, a scurgerii torențiale și difuze.

2. *Tipul iranian* (II, 7, fig. 96) se întinde în continuare spre est și reprezintă o regiune de podișuri interioare uscate, cu variații de temperatură zilnice și sezoniere extreme. Acesta trece din Iran pînă în Georgia sovietică, în Mongolia (Gobi) și în jurul ei, în SV Statelor Unite, în regiunea Colorado și Marele Bazin, Mexic și Africa de SE.

Acest tip reprezintă o regiune aridă și semiaridă, de deșerturi temperate, cu ierni geroase, hidrografie cu caracter intermitent, lacuri sărate, solonceacuri și vegetație xerofilă, în care procesele de pedimentație au o largă extindere, ca și acțiunea eoliană (dune).

3. *Tipul turan* (II, 8, fig. 96), cu caracter deșertic accentuat, se întinde în jurul Lacului Aral, în sudul preriei americane din Statele Unite, în Argentina și SE Australiei.

Precipitațiile anuale ajung abia la 100—150 mm, vegetația săracă (mai ales plante de sărătură). Verile sînt calde (26°—30° în iulie), iar iernile geroase —30° în ianuarie.

Rîurile mari au caracter alohton (ex. Sîr Daria și Amu Daria) sau autohton intermitent, iar lacurile sărate sînt numeroase. Predomină procesele de pedimentație și eoline, cu intense cîmpuri de dune, ca urmare a aridității climatice de tip temperat. Solurile predominante sînt cele brune de semideșert și brune-cenușii de deșert.

4. *Tipul chinez* (II, 9, fig. 96) este mai apropiat de cel mediteranean, dar cu influențe musonice, ploi abundente de vară, însoțite de furtuni puternice (taifunuri); cu ierni uscate și reci, hidrografie bogată.

Toate aceste regiuni aparțin climatului temperat de nuanță caldă, care începe cu tipurile marginale, mediteranean și chinez, ajungînd pînă la semideșerturile și deșerturile interioare mari ale Asiei Centrale, Asiei de SV și V.

5. *Tipul vest-european* (III, 9, fig. 96) sau *temperat oceanic* reprezintă în fond o variantă a climatului mediteranean, dar la o latitudine mai mare.

Acesta este în general umed, moderat de cald; cu ierni blînde și umede, relativ scurte și veri nu prea calde, dar nici prea umede. Temperatura medie anuală are valori între 8°—14°C (iarna ea nu coboară sub —2°...—3°), iar precipitațiile variază între 500—800 mm anual. Vegetația caracteristică o constituie pădurea de foioase (cu stejar, fag și carpen, mai rar conifere), iar solurile caracteristice sînt cele brune de pădure.

Sub raport morfoclimatic predomină acțiunea apelor curgătoare (rîurile), iar cuvertura vegetală împiedică dezvoltarea torenților, cu excepția perioadei scurte de îngheț a solului. Pe versanți șiroirea este redusă, creepingul fiind procesul principal. Acesta reprezintă după M. Derruau (1969) *tipul parizian*, care se deosebește de *tipul nipon*, cu precipitații mult mai bogate (1 100—2 500 mm) și mai violente, unde alunecările de teren au o largă extindere (ajutate de alterarea chimică intensă), iar rîurile prezintă creșteri, revărsări și inundații mari.

6. *Tipul central european* (III, 11, fig. 96) sau *temperat continental umed*, cu veri calde și umede, ierni reci, păduri de foioase (dezvoltate pe soluri cenușii de pădure).

În Europa, acesta face trecerea între climatul temperat oceanic și cel continental stepic, precum și între climatul temperat rece și cel cald, subtropical.

Acțiunea predominantă de modelare aparține rețelei hidrografice și întregului ansamblu al proceselor de versanți, protejați sau nu de cuvertura vegetală, în raport cu intervenția omului, mai redusă sau mai intensă.

7. *Tipul Lawrence* sau Sf. Laurențiu (III, 12, fig. 96) se găsește în Canada de Est, în NE Asiei Răsăritene și în SE Argentinei.

Acesta se caracterizează prin ierni mai reci decît în vestul Europei și veri mai calde. În Canada apar păduri de conifere, iar în Argentina (Patagonia) are caracter destul de arid.

8. *Tipul prerie* (III, 13, fig. 96) sau *temperat continental de stepă* este domeniul cernoziomului, cu largă dezvoltare în Europa și Asia, apoi în Canada și Statele Unite.

Precipitațiile sînt în general reduse, umiditatea scăzută, verile calde, iernile reci și cu mari amplitudini termice.

Temperatura medie anuală variază între 10°—12°C în vestul zonei din Europa și de 0°C în est, ca și precipitațiile care se schimbă la fel, între 500—600 mm în vest și 300 mm în est.

În America de Nord, temperatura medie anuală crește de la nord la sud, între 3,8° și 12,5°C, iar precipitațiile, între 450 mm și 700 mm.

Predomină vegetația ierboasă și mai puțin cea lemnoasă. Caracterul excesiv al acestei clime se reflectă în regimul rîurilor cu revărsări și inundații mari în timpul primăverii și secări în timpul verii; în dinamica versanților, cu eroziuni torențiale, alunecări și surpări întinse în perioada umedă, ca și în acțiunea intensă a vînturilor, ca urmare a secetelor din perioada de vară și a înghețului din timpul iernilor. Primăvara și toamna constituie anotimpuri distincte, de tranziție.

Întreaga acțiune de modelare se axează pe rețeaua hidrografică cu regimul ei periodic de scurgere.

În Europa și Asia, clima stepică se accentuează mai mult în special în jurul Mării Caspice, trecînd la o activitate pronunțată de stepă aridă, cu soluri castanii și cu predominarea acțiunii vînturilor.

9. *Tipul de podiș interior* (III, 14, fig. 96) este reprezentat prin regiunile înalte intramontane din America de NV, Asia nordică (din jurul lacului Baikal), situate în general la peste 45° latitudine nordică, împădurite și cu umiditate pronunțată, zăpadă, îngheț.

10. *Tipul Tibet* (III, 15, fig. 96) aparține podișurilor înalte asiatice și sud-americane (Bolivia și Peru) cu precipitații reduse, uscăciune pronunțată, hidrografie intermitentă, oscilații termice foarte mari, vînturi puternice și chiar pergelisol (climat montan aspru).

III. Climatul rece (IV, fig. 96)

Acesta este specific celor două extremități ale continentelor, boreală și australă, cu dezvoltare mai mare în America de Nord, Europa și Asia.

1. *Tipul pădurilor nordice* (IV, 16, fig. 96) reprezintă trecerea de la clima temperată la cea rece, de tundră, de aceea el poate fi numit și *tipul temperat rece propriu-zis*, mai ales că se suprapune pădurilor de conifere (taiga canadiană și euro-siberiană) și podzolurilor.

Această regiune foarte întinsă prezintă o *temperatură medie* anuală cu mari variații ce ajung în Eurasia de la 7°—0,8°C în vest și —7°...—16°C în Siberia, ca și precipitațiile (500—700 mm în Europa și 150—200 mm în Siberia de Est); cu ierni aspre și lungi ce duc la înghețarea accentuată a solului și chiar cu prezența pergelisolului sau merzlotei. Vara este scurtă, iar temperaturile cele mai ridicate ating la Verhoiansk valori de 15—16°.

Hidrografia acestor regiuni temperate reci este dominată de doi factori — *înghețul* și *dezghețul*. Lacurile și mlaștinile ocupă întinderi considerabile. Regimul riurilor și fluviilor prezintă faze interesante, provocate de curățirea apelor de ghețuri din timpul primăverii, în urma dezghețului. Acesta din urmă provoacă la suprafața solului curgeri de noroi, care determină *soliflucția* sau *rasputița*, împiedicînd astfel circulația. În această zonă se disting cursuri de apă care au orientare fie de la nord la sud, fie de la sud la nord. Din categoria celor dintîi face parte Volga ale cărei creșteri de primăvară nu sînt așa de mari, datorită faptului că gheața se topește mai mult în aval (sud) decît în amonte (nord).

La fluviile siberiene, acest fenomen este diferit. Obi, Enisei, Lena etc. încep să se dezghețe din amonte (sud) spre avale (nord), unde albiile sînt încă prinse de gheață. Datorită acestui fapt se formează baraje de gheață, care obligă rîurile să se reverse pe întinderi mari. În felul acesta se formează numeroase *mlaștini*. Ne găsim aici la trecerea spre zona periglaciară propriu-zisă.

2. *Tundra* (IV, 17, fig. 96) sau *climatul periglaciar* (de îngheț veșnic sau permanent) aparține în special părții extreme a uscatului nord-american, european și asiatic, ca și multor insule arctice.

Tundra corespunde zonei reci subpolare, caracterizată prin temperaturi scăzute, sub 0° și veri foarte scurte. Temperatura medie anuală este de 0,2—4,4°C în Europa și —14° în Asia. Vara, temperatura ajunge la 10—12°C. Precipitațiile anuale au valori de 300 mm în Europa și sub 200 mm în Siberia de est. Stratul de zăpadă este foarte subțire (5—15 cm) și spulberat de vînturi puternice în cea mai mare parte a anului, fapt ce contribuie la înghețarea solului și a substratului său pe grosimi mari, și la formarea pergelisolului Aici predomină vegetația de mușchi, tufărișuri etc., iar ca soluri — cele poligonale și gleice de tundră.

3. *Zona glaciară* (IV, 18, fig. 96) corespunde maselor glaciare cu cea mai mare extindere în Antarctica, Groenlanda, Arhipelagul canadian etc., care acoperă totul, cu excepția vîrfurilor înalte ale munților.

Concluzii. Din cele expuse rezultă că în cuprinsul uscatului *rețeaua hidrografică (respectiv rîurile) reprezintă agentul extern cel mai extins,* fiind specific *zonelor cu climă ecuatorială și temperată.* Urmează *vînturile,* caracteristice climei aride și *gheţarii,* climei reci.

Ca zone de trecere pot fi considerate *clima periglaciară,* cu îngheț peren, soliflucții și vînturi; *clima mediteraneană (subtropicală),* cu scurgeri lichide sub formă de pînză și torenți, apoi *clima subecuatorială* (de savană), cu un sezon umed și altul uscat, toate caracterizate fie prin contraste pluviale, fie prin contraste termice, ceea ce le mărește importanța în modelarea reliefului. În același timp trebuie subliniat rolul alterării rocilor și a formării scoarței de alterare, în care procesele chimice și biochimice au un rol determinant în zonele umede, iar cele fizico-mecanice, în zonele uscate.

D. PRINCIPALELE LINII ȘI SISTEME DE MODELARE ALE GLOBULUI

I. Aportul lui Alex. Dimitrescu-Aldem (1915)

Din cele expuse mai înainte s-a putut vedea marea complexitate hidrobioclimatică a suprafeței Pămîntului, din care se pot desprinde o serie de linii sau mai bine zis *fîșii de contact* de o deosebită importanță sub raport geomorfologic.

Aceste linii geomorfologice au fost schițate în literatura noastră geografică de către precursorul laturii climatice, Al. Dimitrescu-Aldem (1915).

Prima este linia țărmurilor, care separă lumea mărilor sau oceanelor de cea a continentelor și unde predomină procesul maritim (litoral).

A doua este linia zăpezilor veșnice, care separă lumea umedă (temperată) de cea glaciară, unde predomină înrîurirea gheţurilor.

A treia este linia aridității, care separă lumea umedă (unde predomină acțiunea liniară a apelor curgătoare) de cea uscată, a vînturilor.

Deci, *un domeniu de contact ocean-continent și trei domenii ale uscatului — fluviatil, glaciar* și *eolian.*

Dintre toate cele trei lumi sau domenii morfobioclimatice propriu-zise, Aldem scoate în evidență pe cel mai principal — *domeniul umed (temperat).*

„unde există cea mai completă conexitate între toate învelișurile Pămîntului, unde în afară de cunoscuții agenți externi din învelișul apei și aerului iau parte la transformările pe care le suferă scoarța și alții, vegetația și diferite viețuitoare" (p. 44).

După definirea domeniilor sau mediilor morfobioclimatice, el schițează chiar sistemele de modelare, denumite în sens larg procese de eroziune sau

modelare: *procesul normal* (fluviatil), *procesul glaciar, procesul vînturilor* și *procesul maritim.*

Iată cum caracterizează el procesul de eroziune fluviatilă:

„În zona umedă — predomină acțiunea liniară a apelor curgătoare, care dezgolește stratele supuse alterării (în special dezagregării), gravitației (alunecări, surpări), în raport cu natura rocilor, cu acțiunea periodicității căldurii și frigului, și chiar a hainii vegetale sau animale.

Sub presiunea puterii de gravitație a Pămîntului se adună către apele curgătoare tot rezultatul alterărilor, dezagregărilor, surpăturilor etc., care le transportă mai departe pînă unde marea lor cantitate covîrșește puterea de transport a apelor; acolo au loc depunerile, acumulările, ce pot să ia proporțiile unor întinse cîmpii.

„Procesul tuturor acestor fenomene la un loc poate fi numit de *eroziune*, întrucît la baza tuturor stă acțiunea apelor curgătoare" (p. 44—45).

Iată deci precizat sensul modern al sistemului morfoclimatic sau de modelare de către geograful nostru Al. Dimitrescu-Aldem, încă din 1915.

II. Sistemele de eroziune, după A. Cholley (1950)

În cele ce urmează se expun pe scurt caracteristicile de bază ale sistemelor de eroziune, după autorul amintit.

Termenul de *eroziune* vine de la latinescul *erodere*, care înseamnă a uza rozînd. Această acțiune de uzură ce se exercită asupra rocilor de la suprafața continentelor se datorește unui număr oarecare de agenți, dintre care unii corespund elementelor aceluiași climat (temperatură, ploaie, vînt), iar alții derivă mai mult sau mai puțin direct din acestea (apele de șiroire, apele curgătoare, ghețarii).

1. *Sistemul de eroziune fluviatilă*, specific regiunilor temperate, constituie unul din principalele sisteme morfogenetice care se întîlnește pe suprafața globului. Acesta este într-adevăr un veritabil sistem, care grupează diverși factori, în afară de acțiunea rîurilor propriu-zise, cum sînt cei care contribuie la dezagregarea rocilor (eroziunea mecanică), la descompunerea lor (eroziunea chimică), și în fine aceea a agenților care determină deplasarea materialelor pe pantă (creeping, solifluție etc.).

Acești factori nu lucrează independent unii de alții, ci în strînsă legătură, acțiunea unuia resimțindu-se într-o oarecare măsură în efectele acțiunii celorlalți.

În acest sistem de eroziune, *rîurilor le revine rolul de prim ordin.*

Factorii care intră în sistemul de eroziune fluviatilă se pot grupa astfel: *agenții elementari*, care generează dezagregarea mecanică a rocilor și descompunerea lor, *agenții de tîrîre* (creeping) și de *curgere* (solifluție), apoi *rîurile.*

Ansamblul tuturor acestor procese — dezagregarea și descompunerea rocilor, tîrîrea și șiroirea, scurgerea apelor și transportul materialelor — formează deci un sistem complex (sistem de eroziune), unde toate acțiunile se leagă și sînt în dependență unele de altele, ca și la Aldem.

Dacă rîul evacuează normal materialele, iar versanții prezintă întotdeauna roca vie de unde provin ele, acest lucru permite dezagregării și descompunerii să-și urmeze acțiunea lor.

Dacă rîul nu-și îndeplinește sarcina sa, versanții se acoperă cu materiale acumulate, iar ca urmare eroziunea mecanică și chimică vor fi anulate.

Toate aceste acțiuni combinate sînt răspunzătoare de adîncirea și fasonarea văilor, de forma versanților și chiar de aceea a crestelor, pe scurt, de toată morfologia fluviatilă.

2. *Sistemul de eroziune a regiunilor aride* — unde clima face să dispară toată scurgerea sau o reduce la forme speciale (șiroirea în pînză, scurgeri intermitente etc.). Aici predomină *agenții de dezagregare mecanică*, care contribuie la acoperirea versanților ca materiale grosiere, de grohotișuri.

Dar cînd acestea sînt fărîmițate și subțiate de alterare, vîntul este acela care ia locul cursurilor de apă, le transportă, creînd astfel o morfologie specială, aceea a *dunelor*.

3. *Sistemul de eroziune a regiunilor înghețate* (sistemul de eroziune glaciară) este mai diferit. Aici, ghețarul devine agentul principal, acțiunea lui nefiind separabilă de eroziunea prin îngheț și dezgheț, iar apele curgătoare au și ele aici un rol mai mic. Morfologia originală creată de acest sistem se întîlnește în munții înalți, în regiunile de podișuri și de cîmpii, acoperite altă dată de întinsele calote glaciare pleistocene.

III. Sistemele de modelare. Sensul și clasificarea lor

Ținînd seama de întreaga expunere cu privire la clasificarea proceselor externe, socotim că noțiunea de *sistem* este cea mai bună și de aceea o folosim în acest curs, dar acordîndu-i un sens mai larg, acela de *sistem de modelare*, în care se pot îngloba toți agenții externi, după modul lor specific de asociere.

Prin acesta se înțelege un ansamblu de procese externe, *dependente unele de altele, ce constituie un tot organic și care este reprezentat prin forme de relief specifice.*

Sensul mai larg pe care îl acordăm sistemelor de modelare rezultă, în primul rînd, din faptul că înglobăm în cuprinsul lor atît procese și forme zonale, cît și intrazonale.

1. *Sistemele de modelare zonale* se referă la cele care prezintă o legătură mai strînsă cu marile zone fizico-geografice ale globului și unde este predominantă influența climei (sistemul de modelare a regiunilor cu climă temperată și ecuatorială sau sistemul de modelare fluviatilă; sistemul de modelare a regiunilor aride, sistemul de modelare a regiunilor glaciare și sistemul de modelare a regiunilor periglaciare).

2. *Sistemele de modelare intrazonale* cuprind asociațiile de procese și forme de relief care se dezvoltă în cuprinsul mai multor zone fizico-geografice, cu caractere imprimate de influența predominantă a factorilor locali, rocă, relief preexistent etc. (sistemul proceselor complementare, alterarea și gravitația, sistemul carstic și sistemul litoral).

Rezultatul general al tuturor acestor sisteme de modelare a reliefului continental este netezirea progresivă, *peneplenizarea* lui *prin denundație*, care exprimă ansamblul acțiunii proceselor (agenților) externi.

E. COMPLEXITATEA CRESCÎNDĂ A RELIEFULUI DE MODELARE ȘI LEGEA DISCORDANȚELOR MORFOCLIMATICE

Relieful generat de un sistem de modelare este deja un complex morfologic, care reflectă specificul dinamicii respective. Această complexitate crește însă pe măsură ce două sau mai multe sisteme de modelare se suprapun, ca urmare a schimbării lor în timp și spațiu, datorită climei. În acest caz, relieful sistemelor mai vechi are *caracter relict* sau *moștenit*, față de sistemul mai nou, sau actual.

Imprimarea specificului morfologic al fiecărui sistem de modelare depinde de durata și intensitatea lui, de unde rezultă că *formele de relief generate de un sistem vor fi cu atît mai ușor de recunoscut, cu cît acțiunea acestuia s-a exercitat într-un timp mai îndelungat și mai intens.* Așa este de exemplu relieful glaciar din Carpați (care aparține acțiunii ghețarilor pleistoceni, azi dispăruți) are caracter relict în raport cu relieful actual, dominat de acțiunea apelor de șiroire, torențiale, de vîrstă holocenă.

Existența reliefului relict sau moștenit, în toate zonele climatice actuale este un fapt de necontestat și el reprezintă cea mai bună dovadă a prezenței altor sisteme de modelare, a altor condiții climatice, sculpturale.

Această nepotrivire cu caracter general între relieful relict și climatul actual poate fi denumită *discordanță morfoclimatică.*

Stabilirea discordanțelor morfoclimatice înseamnă stabilirea raporturilor dintre clima actuală și cea din trecut.

Datorită caracterului ei general, discordanța morfoclimatică poate fi considerată chiar o *legitate,* iar stabilirea ei trebuie să se bazeze în primul rînd pe specificul reliefului, pe depozite și pe datele paleoclimatice.

Această legitate poate fi formulată astfel: cu cît vor fi stabilite mai multe discordanțe morfoclimatice într-o zonă sau regiune oarecare, cu atît se va ajunge la o cunoaștere mai completă a reliefului sub raport paleoclimatic.

F. PENEPLENIZAREA – LEGEA FUNDAMENTALĂ A MODELĂRII RELIEFULUI CONTINENTAL ȘI SPECIFICUL EI ÎN DIFERITE ZONE MORFOCLIMATIC

Peneplenizarea reprezintă după noi, așa cum s-a mai văzut din cele expuse mai înainte, *acțiunea complexă de netezire* sau de *planație* a reliefului primar sub influența tuturor agenților sau sistemelor de modelare de pe suprafața Pămîntului.

Cele două sisteme principale de planație a interiorului uscatului sînt *fluvioplanația* și *pediplanația, primul* specific *zonelor umede* iar *al doilea, zonelor aride și semiaride.* Nu trebuie uitată *planația litorală,* care are un rol mai mult marginal și de aceea nu este redată în tabelul de mai jos.

În tabelul nr. 8 dăm o sinteză cu privire la extinderea și intensitatea proceselor de netezire a reliefului (după diferiți autori, în interpretarea lui A. P. Dedkov și colaboratorii), cu unele modificări ale autorului.

Tabelul 8

PENEPLENIZARE (NETEZIRE)	Zonele morfoclimatice	Diferiți autori							Tipul de planație
		W. Davis	W Penck	L. King	A. Cailleux	A. Cholley	J. Büdel	N. Louis	
	Glaciară								
	Periglaciară	///	///					///	○
	Temp umedă	///	///	///		///			◕
	Subtropicală	///	///	///		///			◑
	Semiaridă	///	///	///	///				○
	Aridă			///					○
	Subecuatorială	///	///	///			///	///	◑
	Ecuatorială	///	///	///		///	///		●

Legenda: desimea haşurilor indică gradul de intensitate a proceselor de netezire, aplatizare sau planație; *cercul negru* arată predominarea fluvio-planație; *cercul alb,* predominarea pediplanației, iar *cercul jumătate alb jumătate negru* — planație mixtă.

Așa cum rezultă din acest tabel, după *W. Davis* și *W. Penck,* netezirea reliefului, ca și formarea suprafețelor aplatizate (de denudație), au loc în toate zonele morfoclimatice, cu excepția celor aride și glaciare; după *L. King* și *A. Cailleux,* netezirea cea mai accentuată se produce în zona semiaridă; după *A. Cholley,* în zona ecuatorială (tropical umedă), iar după *J. Büdel* și *H. Louis,* în zona subecuatorială (de savană).

Capitolul VIII

SISTEMUL MODELĂRII COMPLEMENTARE

Alterarea și gravitația reprezintă două din cele mai generale procese care acționează asupra scoarței terestre, dar ale căror surse de energie sînt diferite. Ele se întîlnesc sub diferite aspecte în toate zonele climatice, dar niciodată nu sînt predominante, ci numai completează sau pregătesc acțiunea proceselor majore.

De aici a rezultat și gruparea lor sub denumirea generală de *procese complementare* sau *suplimentare*.

A. ALTERAREA CA ANSAMBLU DE PROCESE PREGĂTITOARE A MODELĂRII MAJORE

Alterarea reprezintă totalitatea proceselor de dezagregare mecanică și descompunere chimică a rocilor, care se petrec la suprafața sau în păturile superioare ale scoarței terestre, deasupra nivelului hidrostatic. Ea se produce sub influența schimbărilor termice, a apelor de infiltrație, a activității plantelor și animalelor. *Zona de alterare sau de oxidare* se întinde pînă la adîncimi mici, pînă la 9—10 m în regiunile cu precipitații abundente (cum este la București), și la adîncimi mai mari (50—100 m) în regiunile cu climat arid.

Sub raport *geomorfologic*, alterarea reprezintă un proces complex, rezultat din acțiunea directă a atmosferei asupra litosferei. Ea lucrează pe întreaga suprafață a globului, în mod continuu, lent, dar cu ritmuri diferite, condiționate de climă.

Alterarea constituie baza pregătitoare a proceselor de eroziune majoră asupra scoarței terestre.

Clima impune alterării diferite trăsături, care se schimbă de la o zonă climatică la alta. Alături de *climă, compoziția chimică-petrografică, relieful* și *vegetația* constituie restul condițiilor care influențează dezvoltarea proceselor de alterare.

Acestea din urmă și formele de relief minore rezultate sînt foarte variate. După specificul proceselor care acționează asupra rocilor, alterarea se împarte în două: *alterarea fizică* și *alterarea chimică*, cunoscute și sub denumirea de procese elementare de *meteorizație*.

BCU CLUJ / UNIVERSITY LIBRARY

I. Alterarea fizică sau dezagregarea mecanică

Alterarea fizică sau *dezagregarea mecanică* constă în fărîmiţarea rocii ce vine în contact direct cu aerul, în desprinderea bucăţilor de diferite mărimi din masa din care au făcut parte. Gradul de fărîmiţare depinde atît de *natura rocii,* cît şi de *intensitatea dezagregării,* datorită climei.

Factorul principal în dezagregarea mecanică îl constituie variaţiile bruşte ale temperaturii, care ţin faţa litosferei într-o continuă mişcare de dilatare şi de contractare, ceea ce are ca urmare fărîmiţarea rocilor (în special a rocilor compuse din mai multe minerale, unde coeficientul de dilatare a elementelor componente e diferit, şi unde variaţia de temperatură e rapidă). Acest lucru se produce în special în regiunile aride cu schimbări termice zilnice şi destul de bruşte.

În regiunile reci, îngheţul este un puternic agent de dezagregare, datorită faptului că apa, care pătrunde în diaclazele formate prin îngheţ, îşi măreşte volumul cu 1/11, lucrînd ca o pană şi ca un explozibil, uşurînd pătrunderea ei cît mai adînc (la —22°, apăsarea atinge limita maximă de 2050 atmosfere)[1].

Insolaţia şi scăderea temperaturii se schimbă de la ecuator spre poli şi spre vîrful munţilor.

Procesul dezagregării mecanice se efectuează treptat, trecînd succesiv prin mai multe faze: *formarea fisurilor sau diaclazelor, lărgirea fisurilor, despinderea blocurilor şi formarea reliefului rezidual,* redat în figura 97, specifice mai ales vîrfurilor înalte muntoase.

1. **Faza formării fisurilor** este legată de schimbarea neconformă a volumului rocii (sub acţiunea repetată a încălzirii sau a răcirii, în interiorul rocii au loc tensiuni care duc la formarea crăpăturilor, în urma dilatării şi contractării rocilor). Aşa cum s-a mai spus în formarea fisurilor un rol foarte mare revine schimbărilor bruşte de temperatură şi, în special, *oscilaţiilor diurne* şi *sezoniere.*

Culoarea rocii (rocile de culoare închisă se încălzesc mai puternic şi mai repede) şi *gradul de nebulozitate* (cu cît aerul e mai transparent şi insolaţia sau gelivaţia mai puternică, cu atît şi dezagregarea e mai intensă) au influenţă asupra dezagregării mecanice. Umiditatea puternică şi luminozitatea redusă micşorează intensitatea dezagregării mecanice.

În multe cazuri, fisurile se datoresc altor procese — alterarea chimică şi tectonica (fisurile tectonice sau primare). Ultimele au un rol foarte mare în procesul de dezagregare mecanică.

În general, se ştie că fiecare rocă are un sistem propriu de fisuri, în raport cu condiţiile de formare şi cu mişcările tectonice ulterioare.

[1] Această dezagregare prin îngheţ se mai numeşte gelivaţie sau gelifracţie, iar unii îi spun congelifracţie.

La *graniţe* este specific sistemul de separare prin fisuri sub formă de saltea, la *bazalte* separaţia se face în coloane cu feţe neregulate, iar pentru unele *diabaze* se întîlneşte separaţia sferică. Pentru rocile sedimentare, dezagregarea este uşurată de suprafeţele de stratificaţie, de şistuozitate etc. Datorită intersectării diaclazelor cu planurile de stratificaţie şi de şistuozitate, la unele şisturi şi gresii apare separaţia sub formă de grămezi.

În general, *cu cît fisurile sînt mai dese, cu atît roca se dezagregă mai uşor, iar cea mai favorabilă pentru acest proces este clima uscată, cu oscilaţii bruşte de temperatură (clima deşerturilor calde şi reci).*

2. **Faza de lărgire şi alungire a fisurilor** se face sub influenţa apelor care pătrund în ele şi care acţionează atît pe cale fizică, cît şi chimică. Un rol deosebit de mare în această fază revine apei îngheţate,

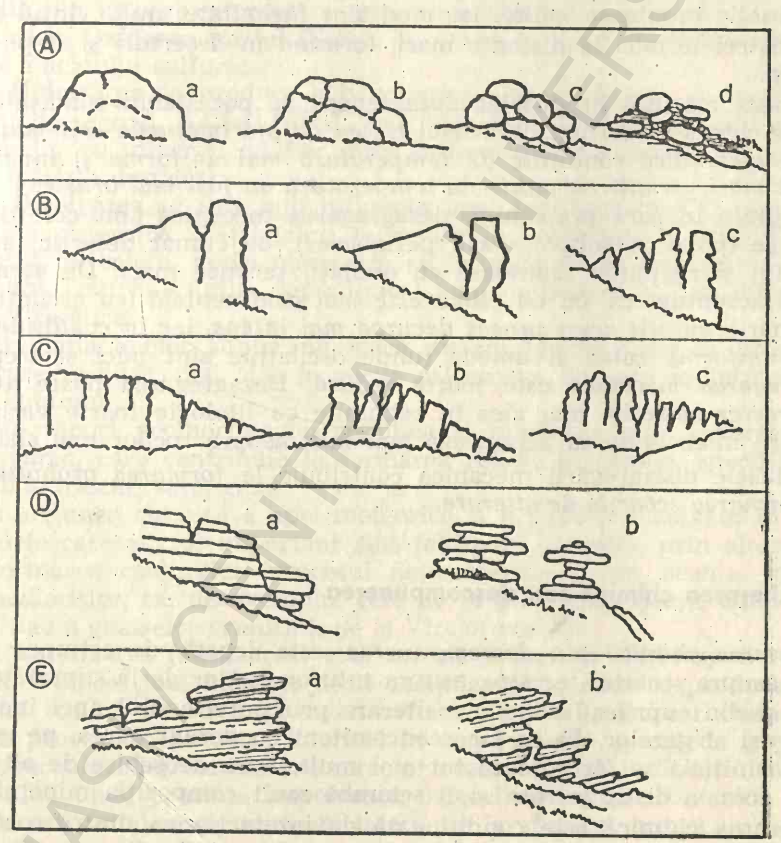


Fig. 97. Acţiunea procesului de dezagregare mecanică şi relieful rezidual rezultat, cu mai multe exemple — *A, B, C, D, E* (*a, b, c, d* — diferite faze ale formării acestui relief).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care prin dilatare și presiune contribuie la lărgirea și lungirea fisurilor. În această fază, un rol important revine și rădăcinilor de plante.

3. Faza desprinderii de blocuri și de formare a reliefului rezidual, ruiniform, a „mărilor" de blocuri și a conurilor de grohotiș.

Sub influența gravitației, blocurile fisurate se desprind din cuprinsul stîncilor, rămînînd pe loc. sau se rostogolesc pe pantă, formînd conuri de grohotișuri; mărimea acestora poate ajunge la cîțiva metri cubi. Cînd în rocile situate pe versanți predomină crăpăturile (fisurile) verticale, desprinderea este mult ușurată, iar relieful rezidual este reprezentat prin diferite forme pitorești, stînci, ace, stîlpi, colonade, turnuri etc., cum sînt: Țiglăile din Ciucaș, Detunata, Ceahlău, Pietrele Doamnei din Rarău, Colții Pelegii, Baba și Moșul din creasta Prisnelului etc. Cînd materialele rezultate din dezagregare rămîn pe loc și ocupă suprafețe întinse se numesc *mări* sau *cîmpuri de blocuri,* care se întîlnesc mai ales în regiunile muntoase înalte, iar cînd sînt fărîmițate mult, vîntul transportă firicelele mici la distanțe mari, formînd în deșerturi și stepe *dune de nisip.*

Pe baza mărimii produselor dezagregării se pot stabili condițiile termice în care s-au format, în sensul că, *cu cît sfărîmăturile sînt mai mici, cu atît ele indică condițiile de temperatură mai uniforme* și *invers, cu cît sînt mari, cu atît variațiile de temperatură au fost mai bruște.*

Regiunile în care predomină dezagregarea mecanică sînt cele de climat rece (polar și subpolar sau periglaciar), de climat deșertic (arid și semiarid) și regiunile muntoase cu oscilații termice mari. De asemenea trebuie accentuat că, *cu cît clima este mai continentală* (cu oscilații termice mari), *cu atît acest proces decurge mai intens,* iar *în condițiile unei clime uniforme calde și umede* (unde oscilațiile sînt mici și treptate), *dezagregarea mecanică este foarte redusă.* Dezagregarea poate avea și *un caracter selectiv,* mai ales în regiunile cu litologie foarte variată și pe spații mici, unde ea acționează mai întîi asupra rocilor mai slabe.

Produsele dezagregării mecanice contribuie *la formarea grohotișurilor* și *la formarea scoarței de alterare.*

II. Alterarea chimică sau descompunerea

Alterarea chimică sau *descompunerea* este legată de acțiunea atmosferei asupra scoarței terestre, asupra tuturor rocilor de la suprafața litosferei și din cuprinsul zonei de alterare prin intermediul apei încărcate cu CO_2 și al gazelor. Ea se face concomitent cu dezagregarea, pe măsură ce roca inițială se fărîmițează tot mai mult. Spre deosebire de alterarea fizică, aceasta distruge roca și îi schimbă mult compoziția mineralogică.

Alterarea chimică este condiționată de interacțiunea dintre rocă, apa superficială și cea subterană, împreună cu CO_2 și O_2 din aer, dizolvate în ea. Aceasta decurge mai intens la o temperatură mai ridicată, și mai lent la o temperatură mai scăzută.

Cel mai favorabil pentru alterarea chimică este climatul cald şi umed, pe cînd în climatul uscat sau rece, ea decurge mult mai lent. Cînd procesele de alterare chimică sînt însoţite şi de o schimbare de volum a rocilor, atunci se formează *goluri*, care uşurează dezagregarea ce se produce ulterior. Cînd volumul creşte, roca crapă, iar cînd volumul scade, în rocă se formează diferite goluri şi pori. În felul acesta, cele două procese ale alterării decurg în strînsă legătură.

Procesele principale ale alterării chimice sînt: *oxidarea, hidratarea, dizolvarea* şi *lateritizarea.*

1. **Oxidarea** este procesul prin care fierul existent în rocile cristaline sau care provin din acestea sub formă de silicaţi, atunci cînd se combină cu oxigenul imprimă depozitelor superficiale culoarea gălbenă sau roşie. Manganul se asociază şi el fierului, dînd însă culoarea neagră. După unii autori[1] în regiunile aride, acest proces este foarte intens, fapt ce rezultă din culoarea aprinsă a unor roci. Oxidarea se produce şi asupra sulfurilor. Oxidarea piritei (FeS_2), de exemplu, duce la formarea sulfaţilor şi a acidului sulfuric.

2. **Hidratarea** se produce sub acţiunea apei în formă de vapori, care pătrunde în roci. Astfel, fierul, prin hidratare, trece în limonit (în cazul filoanelor cu minereu de fier duce la formarea procesului limonitic numit „pălăria de fier").

3. **Dizolvarea** se face sub influenţa apei încărcate cu CO_2, care are o acţiune puternică. Pătrunzînd în regiunile calcaroase şi dizolvînd carbonatul de calciu, apele meteorice se îmbogăţesc în carbonat de calciu, pe care-l iau în soluţie, depunîndu-l apoi în peşteri sau în diferite alte goluri carstice.

Circulaţia apelor subterane joacă un rol foarte mare în procesul de alterare chimică, mai ales în rocile calcaroase, în care se formează carstul subteran.

Sub raport geomorfologic, acţiunea chimică cea mai importantă este *dizolvarea*, care contribuie la formarea reliefului carstic, specific rocilor solubile (calcar, sare, gips).

În acţiunea chimică a apei meteorice şi a gazelor dizolvate în ea, mineralele care au rol important sînt *feldspaţii.* Aceştia, prin alterare, duc la formarea caolinului (procesul de caolinizare), pe seama masivelor granodioritice, ca, de exemplu, cele de la Sicheviţa, Bocşa, Stîlpeni (Banat). sau a gnaiselor granitice, de la Vîrciorova etc.

4. **Laterizarea** (allitizarea) este un alt proces de descompunere a silicaţilor, proces mai înaintat decît caolinizarea şi care se produce atît pe seama rocilor eruptive şi metamorfice, cît şi a celor carbonatice. Prin acest proces se formează *lateritul* în zonele calde şi umede (ecuatoriale şi subecuatoriale). La noi are caracter rezidual şi se întîlneşte în Pădurea Craiului, unde prezintă importanţă paleoclimatică şi economică (bauxita din aceşti munţi este un vechi laterit de la sfîrşitul jurasicului).

[1] V. C. Păpiu (1960) p. 232. În acelaşi fel se explică după alţii şi culoarea roşie a solurilor roşii subtropicale.

Terra rossa este apropiată de laterit, dar care se formează numai pe calcare și dolomit prin dizolvarea calcarului, după care rămîne o argilă roșie de tip siallitic, bogată în oxizi de aluminiu și fier. Ca depozit rezidual, aceasta apare în Dobrogea de sud, sub loess, deasupra calcarelor.

III. Alterarea biochimică sau organică

Alterarea biochimică sau *organică* rezultă din acțiunea factorilor chimici și a microorganismelor, prin care se formează *solul.* Acesta din urmă este o sinteză a factorilor climatici, chimici și organici asupra scoarței terestre.

Partea materială provine din dezagregarea scoarței terestre, iar cea organică, din resturile de viețuitoare ce se dezvoltă treptat în pătura minerală, la care se adaugă factorii climatici și chimici.

Roca pe care se formează solul se numește *rocă-mamă* — sursa elementelor minerale care, în general, este partea dominantă.

Al doilea factor hotărîtor în formarea și repartiția solurilor de pe suprafața terestră este *clima,* care imprimă zonalitatea geografică a solurilor.

Din modul de formare a solurilor rezultă foarte clar că alterarea, fie că este fizică sau chimică, se desfășoară în mod paralel, trecînd una în alta. Lucrul acesta se vede și din alterarea organică, care are același caracter complex, fizică (prin acțiunea rădăcinilor de plante, a animalelor sfredelitoare și rîmătoare) și *chimică* (prin acțiunea acizilor organici a bioxidului de carbon și altor acizi).

IV. Scoarța de alterare și tipurile la geochimice specifice

1. **Scoarța de alterare** sau **eluviul** se formează pe diferite roci și are grosimi ce variază de la cîțiva decimetri pînă la cîțiva metri sau chiar zeci de metri, de unde rezultă că putem avea, de exemplu, un eluviu granitic sau *un grus,* altul calcaros, gnaisic etc. Depozitele eluviale prezintă o trecere gradată de la solul actual la roca vie prin orizonturi diferite, care arată gradul mai mare sau mai mic de alterare.

Eluviul se formează și se păstrează mai bine pe suprafețele netede, ferite de eroziune, unde atinge grosimi de cîțiva metri sau zeci de metri.

În regiunile muntoase este ușor distrus de eroziunea accentuată, iar unde are grosimi mici, eluviul se suprapune cu procesul de formare a solului.

Stabilitatea unei regiuni din punct de vedere tectonic și climatic corespunde cu îngroșarea eluviului și cu intensificarea proceselor de alterare.

Tipurile geochimice ale scoarței de alterare. Așa cum s-a văzut din cele expuse mai înainte, scoarța de alterare prezintă o importanță deosebită în geomorfologie atît ca ansamblu al proceselor inițiale ale denudației, cît și prin legătura strînsă pe care o are cu *clima, roca* și *relieful.*

Datorită interesului deosebit pe care scoarța de alterare o are pentru pedologie (studiul solurilor) și geologie (studiul zăcămintelor reziduale), cunoașterea ei sub raport științific a progresat mult, și cu aceasta și studiul reliefului sub raport morfoclimatic și cronologic[1].

Subliniem aici realizările la care s-a ajuns sub acest raport prin lucrările lui N. Florea (1960) și V. Ianovici—N. Florea (1963) sau pe *plan internațional* ale lui I. P. Gherasimov (1956)[2], Gr. Pedro (1968) și alții.

În continuare dăm tipurile zonale geochimice ale scoarței de alterare, după V. Ianovici—N. Florea (1963) și caracterizarea lor generală.

a. *Tipul litogen* (detritic grosier, clastic), specific regiunilor cu climat rece (polare, subpolare și montane) cu temperaturi joase, umiditate ridicată, îngheț de lungă durată. Predomină alterarea fizică, în special gelifracția, iar cea chimică este foarte redusă. Apropiat de acest tip este cel dezvoltat pe calcare, denumit *carbonato-litogen,* dar care nu este zonal.

b. *Tipul siallitic* (argilo-sialitic), caracteristic climatului temperat de pădure, cu temperaturi moderate, umiditate ridicată pînă la potrivită, cu circulația predominantă a soluțiilor în sens descendent. Pe primul plan stă alterarea chimică activă.

c. *Tipul carbonato-siallitic,* specific climatului de stepă și antestepă, cu temperaturi moderate pînă la ridicate, umiditate potrivită pînă la redusă, circulație a soluțiilor atît în sens ascendent cît și descendent. Predomină alterarea chimică activă, cu acumulare de carbonați.

d. *Tipul halosiallitic* (cloruro-sulfato-siallitic), specific climatului deșertic și semideșertic, cu temperaturi ridicate, umiditate redusă, cu circulație a soluțiilor predominant ascendentă. Pe primul loc stă alterarea fizică (dezagregarea termică), iar cea chimică este redusă.

e. *Tipul siallito-allitic (feritic),* caracteristic climatului subtropical și subecuatorial, cu o perioadă de uscăciune, cu temperaturi ridicate, umiditate redusă pînă la potrivită; cu circulație alternativă a soluțiilor (ascendentă și descendentă) pînă la predominant descendentă și alterare chimică intensă, cu acumularea Fe_2O_3 și Al_2O_3.

f. *Tipul allitic* (ferallitic) specific climatului ecuatorial, cu temperaturi ridicate și umiditate abundentă tot timpului anului, circulație intens descendentă. Alterarea chimică este extrem de intensă și pe o mare grosime. Are loc acumularea Al_2O_3, Fe_2O_3 și MnO_2.

[1] Vezi lucrările lui Gh. Pop.

[2] Harta tipurilor zonale ale scoarței de alterare, din lucrarea lui V. Ianovici — N. Florea (1963).

Dintre acestea, *tipurile litogen, carbonato-litogen, siallitic și allitic* aparțin *scoarței de alterare reziduală sau autohtonă,* iar tipurile *hallosiallitic, carbonato-siallitic,* și *argilo-siallitic* fac parte din *scoarța de alterare acumulativă, secundară sau alohtonă.*

În concluzie, alterarea constituie un complex de procese fizice, chimice și biologice ce cuprinde întreaga suprafață a uscatului în contact direct cu atmosfera, dar ale cărei diferențieri zonale sau intrazonale, regionale sau locale le imprimă *clima, roca* și *relieful, dezagregarea* reprezentînd stadiul inițial de fărîmițare a rocii, iar *decompunerea* definitivarea structurii scoarței de alterare.

B. GRAVITAȚIA, PROCESELE DE PANTA ȘI MICRORELIEFUL GENERAT DE ELE

Tot din seria proceselor ce însoțesc ceilalți agenți majori fac parte și *procesele gravitaționale sau de pantă,* a căror acțiune constă în primul rînd în deplasarea în masă a materialelor rezultate din dezagregare.

Deplasarea aceasta se face spre fundul văilor sau depresiunilor, pentru a putea să intre astfel în transportul fluviatil prin care ajung în cuprinsul bazinelor oceanice și al bazinelor endoreice. În afară de sensul acesta mai general, *prin procese gravitaționale se înțelege numai transportul pe pante sub acțiunea directă a gravitației asupra maselor de roci afînate și cu rezistența slabă de pe versanți, fără influența apei.*[1]

Înglobarea acestora în grupa proceselor externe este justificată de două elemente — *asocierea lor cu cea mai mare parte a proceselor externe și rezultatul lor, ca și modificarea reliefului și deplasarea substanțelor minerale pe suprafața terestră.*

Această mișcare se face în masă în diferite feluri: *prin surpări, rostogoliri, prăbușiri, alunecări, soliflucții* etc.

Deplasările pe pantă sînt cunoscute la noi, după V. Mihăilescu, (1939) sub noțiunea generală de *pornituri de teren* și ele se pot împărți în trei grupe: *uscate, umede* și *mixte.*

I. Porniturile uscate

1. **Porniturile uscate și relieful generat de ele.** Acestea au multe denumiri în limba noastră, dar din care reținem două — de *surpări,* pentru deplasările gravitaționale pe pante, și de *prăbușiri,* pentru mișcările ce se produc prin cădere pe verticală.

a) *Surpările* apar de obicei pe versanții cu înclinări mari și se produc lent sau brusc. Ele au ca rezultat deplasarea unei mase de teren paralel cu linia versantului. Factorii care condiționează formarea și dezvoltarea surpărilor sînt: *înclinarea și înălțimea versantului, fisurația și con-*

[1] Sensul restrîns, care ar corespunde numai cu *porniturile uscate.*

diţiile de zăcămînt ale rocilor, mişcările tectonice şi şocurile seismice, sufoziunea, eroziunea bazei versantului, acţiunea omului etc.

Dintre acestea, sistemul de diaclaze are un rol deosebit de important. Dezagregarea este procesul care prin fisuri (crăpături) slăbeşte mult rezistenţa rocilor, iar numărul mare de fisuri cît mai adînci şi cît mai largi uşurează procesul de declanşare a surpărilor.

Locurile unde se produc cele mai multe şi mai active surpări sînt: *malurile văilor adînci şi înguste, precum şi ţărmurile unde se produc intense eroziuni la baza versanţilor,* care strică echilibrul maselor de teren. Astfel de locuri se numesc *rîpi* sau *rupturi de teren.*

Surpările se pot clasifica după mai multe criterii. Astfel, după cauzele care le dau naştere, ele pot fi: *surpări seismice, de eroziune* etc; după natura rocilor ce se surpă, pot fi: *surpări pe calcare, pe gresii, pe loess* etc.; după stadiul lor se deosebesc: *surpări active,* surpări *stabilizate* etc., iar după viteza de mişcare a maselor, surpările pot fi: *rapide, încete* etc.

Microrelieful generat de surpări este de mai multe feluri — *de desprindere* sau *rezidual* (reprezentat prin abrupturi cu rîpi de desprindere şi stîlpi, ţancuri) şi de *acumulare* (reprezentat prin îngrămădiri haotice de blocuri, *conuri de grohotişuri* sau acumulări organizate pe marginea abruptă a versanţilor şi *tăpşane,* asociaţii de conuri fixate, care îmbracă baza versanţilor).

b) *Prăbuşirile* şi *tasările* sînt procese gravitaţionale, care se produc în special în regiunile calcaroase, loessoide şi nisipoase, în care au loc eroziuni subterane şi procese de sufoziune. Cele mai întinse prăbuşiri au loc în regiunile calcaroase, ca urmare a prezenţei golurilor carstice, unde se formează *avene, doline, uvale* şi chiar *chei,* datorită prăbuşirii tavanului peşterilor. Formarea microdepresiunilor coincide, de obicei, cu căderea abundentă a ploilor, cu topirea zăpezilor şi cu ridicarea nivelului apelor din rîuri sau cu intensitatea cutremurelor.

Tasările sînt procese ce au loc în mod lent şi mai ales în rocile detritice şi solubile, constituite din particule fine sau solubile, cum sînt argilele nisipoase, argilele loessoide, loessul, sarea, gipsul, calcarul, gresiile calcaroase etc. Ele condiţionează mai ales formarea reliefului negativ, cu dimensiuni reduse (crovuri, găvane), în urma transportului particulelor fine de către apele de infiltraţie sau prin dizolvarea sărurilor, a calcarului din rocile loessoide (sufoziune chimică şi mecanică).

2. **Porniturile umede cuprind alunecările de teren**[1] **şi soliflucţiile.** Prezenţa acestora în diferite regiuni ale globului constituie efectiv o indicaţie a asocierii gravitaţiei cu apa de suprafaţă şi subterană.

Alunecările constituie un fenomen natural foarte des întîlnit în regiunile formate în cea mai mare parte din argile şi marne umezite şi au o

[1] Contribuţii importante la studiul alunecărilor de teren a adus la noi în ţară şi G. Năstase (1937), M. Peahă (1947), V. Dragoş (1957) şi alţii.

dezvoltare lentă sau bruscă. Cunoașterea lor este importantă atît sub raport teoretic, în legătură cu contribuția lor la evoluția versanților, cît și practic, în vederea măsurilor ce se impun pentru stabilitatea terenurilor supuse degradării. Alunecările generează un microrelief haotic, care îngreuiază mult descifrarea legilor de formare și dezvoltare a lor.

Denumiri și terminologie populară. Alunecările sînt cunoscute în diferite regiuni ale țării sub denumirea de *porniturі, deplasări, fugituri, ponorîri, gloduri, scursori, pămînturi rele, copîrșaie, glimee* etc.

a. *Elementele unei alunecări.* Pentru a cunoaște o alunecare de teren este nevoie în primul rînd să vedem care sînt părțile ei componente: *cornișa, talpa, corpul* și *fruntea alunecării* (fig. 98).

Cornișa, obîrșia, linia sau rîpa de desprindere reprezintă locul de unde pornește masa alunecată, care poate avea formă liniară sau de semicerc (nișă). Ea rezultă din împingerea terenului desprins în lungul crăpăturilor care cedează în urma presiunii. Cornișa este, în general, abruptă și are aspectul unei mici denivelări de teren.

Talpa sau suprafața de alunecare constituie un fel de profil longitudinal, care indică contactul dintre masa alunecată și roca din bază, care are forme variate, în raport cu specificul litologiei.

Fruntea sau piciorul alunecării reprezintă partea cea mai înaintată a masei deplasate, care poate fi la distanțe diferite față de rîpa de desprindere, ajungînd pînă la nivelul de bază local (văi sau depresiuni), unde se oprește.

Corpul sau masa alunecării reprezintă materialul ce se mișcă pe versanți, de diferite forme și dimensiuni. În corpul alunecării se disting două părți: *una* de pornire sau *delapsivă* și *alta* de împingere sau *detrusivă.*

b. *Condițiile și cauzele declanșării alunecărilor.* Alunecările de teren se produc pe versanți, dar nu lipsesc însă nici pe fundul văilor cu înclinare mare, unde se îndeplinesc o serie de condiții care ușurează acest proces — *prezența orizonturilor acvifere,* care să apară sub formă de izvoare, *și a rocilor plastice* (argile, marne), care se înmoaie ușor; *prezența unor depozite deluviale groase; fisurarea* (crăparea) accentuată a suprafeței versantului sau a zonei din apropiere, *lipsa vegetației lem-*

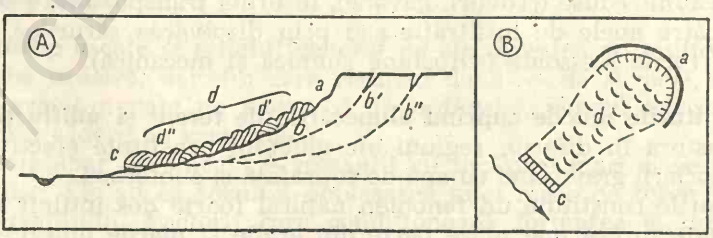


Fig. 98. Reprezentarea unei alunecări:
A — în profil și *B* — în plan; *a* — cornișa; *b* — talpa; *c* — fruntea; *d* — corpul; *d'* — partea de pornire — delapsivă; *d''* — partea de împingere — detrusivă; *b'*, *b''* — liniile viitoare de alunecare.

noase, gradul de înclinare cît mai accentuat, precipitații cît mai bogate etc.

Acestea toate contribuie la pregătirea procesului de alunecare, iar declanșarea lui este provocată însă de o serie de cauze *morfologice* și *hidrografice* (cum ar fi erodarea bazei versanților prin acțiunea rîurilor, mărilor, lacurilor, presiunea apelor infiltrate și umezirea accentuată a stratelor de argile și marne; creșterea și descreșterea nivelului apelor de suprafață și subterane); *cauze climatice* (înghețul și dezghețul, uscarea solului, ploile torențiale și topirea bruscă a zăpezilor); *cauze geologice* (cutremurele de pămînt, mișcările tectonice, erupțiile vulcanice); *cauze antropice* (activitatea omului, ca, de exemplu, umezirea artificială, supraîncărcarea unor părți de teren cu clădiri, halde, cariere, excavații, defrișarea pădurilor etc.).

În legătură cu cauzele care duc la declanșarea alunecărilor, trebuie accentuat asupra faptului că de obicei nu există o singură cauză, ci este vorba de influența concomitentă a mai multor cauze.

c. *Dinamica alunecărilor.* Cu tot haosul de forme pe care-l generează declanșarea alunecărilor, în desfășurarea acestora se pot desprinde totuși mecanismul și legile lor de dezvoltare.

Mecanismul alunecărilor depinde în bună măsură de *rolul apelor subterane,* care contribuie la schimbarea stării rocilor (I. V. Popov, 1959).

Astfel, saturația cu apă a rocilor argiloase le face plastice și chiar curgătoare, slăbindu-le rezistența la alunecare. La cele de pe povîrnișuri, le sporește forța, împingîndu-le în jos pe pantă.

De asemenea, prin acțiunea de dizolvare a apelor subterane se ajunge la afînarea și slăbirea rezistenței rocilor, și deci la dezvoltarea proceselor de sufoziune chimică și mecanică.

De gradul de saturare cu apă, de compoziția petrografică a rocilor și de formele reliefului pe care se dezvoltă depinde deci mecanismul și chiar tipul alunecărilor.

Pe rocile semisaturate se dezvoltă alunecări obișnuite, sub forma unor deplasări vălurite, cu dimensiuni diferite, iar cele *saturate cu apă* (care devin o masă plastică, curgătoare) condiționează *alunecări torențiale* sau *torenți noroioși.*

Pe baza celor expuse, se poate formula următoarea lege: *cu cît reliefu1 este mai fragmentat, pantele mai accentuate și roca mai bine saturată cu apă și cu cît există mai multe orizonturi acvifere, cu atît alunecările sînt mai numeroase și mai extinse.*

În desfășurarea alunecărilor se disting *patru faze principale :*

— *faza de pregătire,* care constă în formarea crăpăturilor, saturarea cu apă a orizonturilor acvifere, spălarea sufozională și crearea zbîrciturilor superficiale;

— *faza de declanșare a alunecării,* care constă în deplasarea maselor de teren pe direcția versantului. Urmărind profilul longitudinal al unei alunecări în timpul desfășurării ei, se observă o creștere în

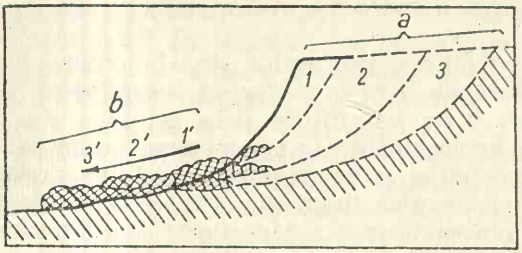


Fig. 99. Dinamica alunecării în faza de declanşare: *a* — înaintarea regresivă a cornişei (*1, 2, 3*) şi *b* — înaintarea masei alunecate (*1', 2', 3'*).

zona de obîrşie (*a*), precum şi o lungire în zona frunţii, prin înaintarea masei alunecate (*b*), aşa cum se vede în figura 99;

— *faza de oprire*, care constă în stabilirea maselor alunecate, ce se realizează după ce masa alunecată a scăpat de o parte a apei acumulate în ea. De cele mai multe ori, această fază de stabilizare este numai aparentă, deoarece, prin intervenţia unor noi factori, mişcarea revine;

— *faza de oprire*, care constă în stabilizarea maselor alunecate, ce prin procesul general de denudaţie este distrusă orice urmă a alunecării.

Cunoaşterea acestor faze este de mare importanţă, deoarece de ele depinde în bună măsură şi indicarea măsurilor de ordin practic.

De cele mai multe ori, intervenţia omului în faza declanşării nu duce la rezultate bune; cele mai eficace măsuri se pot lua mai ales în faza incipientă, de pregătire a alunecării.

Din dinamica alunecărilor trebuie să fie reţinute mai ales *viteza, ritmul, intensitatea* şi *durata* lor.

Viteza alunecărilor este, în general, mică şi lentă. Ea depinde de gradul de înclinare a versanţilor şi de unghiul de cădere a stratelor, precum şi de starea terenului, condiţiile climatice şi faza de evoluţie. Există însă şi cazuri — mai rare însă — cînd alunecările se produc şi violent, astfel încît oamenii nu au timp nici să fugă.

În cuprinsul alunecării, viteza deplasării este diferită, mai mare la mijloc şi mai mică pe margini. De asemenea, viteza contribuie la formarea crăpăturilor şi rupturilor din masa alunecată, care la rîndul lor contribuie la menţinerea procesului sau chiar la intensificarea lui. *Cu alte cuvinte, se poate spune că alunecarea incipientă devine o condiţie pentru dezvoltarea ei ulterioară.*

Ritmul şi *intensitatea proceselor de alunecare* constituie o altă caracteristică a dinamicii lor, condiţionată de o serie de factori (climă, condiţii geologice, hidrogeologice) şi, în special, acestea depind de *perioadele mari de ploi, topirea zăpezii* şi *dezgheţul*. Slăbirea ritmului alunecărilor corespunde cu perioadele de secetă, cînd dispar pînzele superficiale de apă subterană şi se formează crăpături adînci, care uşurează infiltraţia apelor din ploi, ce pregătesc alunecările. *Perioadele de îngheţ* corespund, de asemenea, cu lipsa declanşării alunecărilor,

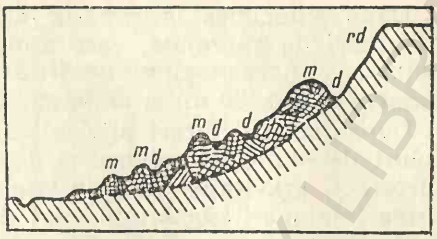


Fig. 100. Microrelieful unei alunecări:
rd — ripa de desprindere; *d* — microdepresiuni; *m* — valuri-monticuli de alunecare.

ca urmare a înghețului și scăderii debitului apelor subterane. Intensitatea lor crește primăvara și toamna.

Durata alunecărilor este, în general, mare dacă se are în vedere întreaga lor evoluție sau dacă se ține seama de reactivarea lor.

Privind această problemă pe un interval de timp și mai mare, trebuie să arătăm că intensitatea alunecărilor de pe teritoriul țării noastre a fost mult mai mare în timpul pleistocenului, cînd predominau condițiile periglaciare.

d. *Microrelieful alunecărilor.* Acesta este constituit dintr-o serie de forme pozitive și negative cu aspect de valuri. În general, se desprind o serie de trepte, cu depresiuni de tasare sau de evacuare a materialului.

Cea mai importantă depresiune este *ulucul* de la baza cornișei, după care urmează alte depresiuni, situate între valurile de alunecare, în care se formează lacuri, denumite în podișul Moldovei *bulhace* (V. Tufescu, 1966). Numărul depresiunilor de pe corpul alunecării este mare, variat ca direcție și dimensiuni. Fruntea alunecării este formată din valuri și mai haotice, care se pierd spre poala versantului (fig. 100).

Cînd alunecările de teren se dezvoltă pe fruntea abrupturilor, în strînsă legătură cu apariția constantă a pînzelor freatice, atunci se formează trepte de relief bine exprimate, cu aspect de *pseudoterase*, așa cum se observă pe versantul sudic al Burnasului, începînd de la localitatea Frățești și pînă la Chirnogi.

La alunecările sub formă de arc, relieful cel mai caracteristic este *nișa* sau *lupa de alunecare*, care poate fi simplă sau compusă, mai închisă sau mai deschisă, și al cărei relief negativ are fundul ondulat, cu valuri și blocuri mari, rezultate din alunecări sau surpări (a, fig. 98, B).

e. *Clasificarea alunecărilor.* Definite ca deplasări ale maselor de teren pe pantă sub influența gravitației, alunecările sînt foarte variate ca înfățișare, ca mod de formare și vîrstă.

Criteriile de clasificare sînt numeroase și de aceea se amintesc numai cîteva, mai importante sub raport geomorfologic.

După înclinarea părții superioare a corpului de alunecare, se disting: *alunecări foarte abrupte* (la 45°), *alunecări abrupte* (între 15 și 45°), *alunecări line* (între 5 și 15°) și *alunecări foarte line* (care nu depășesc 5°).

După adîncimea la care se află suprafaţa de alunecare se disting: *alunecări de suprafaţă,* care ating 1 m (deplasarea materialelor suprasaturate şi noroioase); *alunecări de mică adîncime* (pînă la 5 m); *alunecări adînci* (pînă la 20 m) şi *alunecări foarte adînci* (mai adînci de 20 m).

După factorul direct al deplasării, A. P. Pavlov a separat două feluri de alunecări: *alunecări delapsive,* care iau naştere sub influenţa directă a gravitaţiei propriu-zise, şi *alunecări detrusive,* care apar în urma împingerii sectorului rupt de către materialul din amonte.

După structura pantei alunecării şi caracterul deplasării, alunecările se împart în trei categorii: *alunecări asecvente,* cînd se produc într-o rocă uniformă, nestratificată, *alunecări consecvente,* cele la care masa deplasată coincide cu înclinarea stratelor şi *alunecări insecvente* — alunecările la care masa alunecată formează un unghi cu rocă din bază (fig. 101).

După poziţia pe versant se pot stabili: *alunecări la baza versantului; alunecări pe muchea versantului; alunecări la mijlocul versantului; alunecări cu un etaj* şi *alunecări cu mai multe etaje* (în aceeaşi masă sau în mase diferite).

După virstă se disting: alunecări actuale, contemporane sau *recente,* cele ce se petrec sub ochii noştri, cu forme şi urme proaspete; *alunecări subactuale,* vechi, cele ce s-au efectuat într-un timp nu prea îndepărtat, care aparţin tot holocenului şi care sînt mai evoluate; *alunecări fosile,* alunecările mai vechi, pleistocene, acoperite cu depozite mai noi şi care în relief nu se văd; *alunecări reactivate,* care sînt vechi şi au intrat din nou în procesul de mişcare.

Dintre toate tipurile de alunecări existente, merită să mai fie reţinute, de asemenea, trei tipuri:

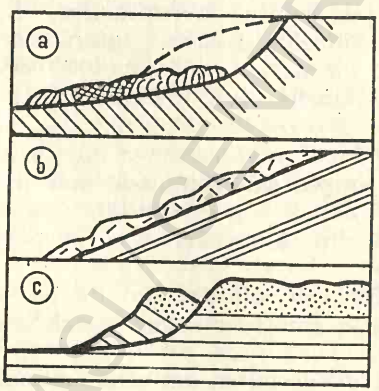


Fig. 101. Tipuri de alunecări, după S. V. Savarenski: *a* — asecvente; *b* — consecvente; *c* — insecvente.

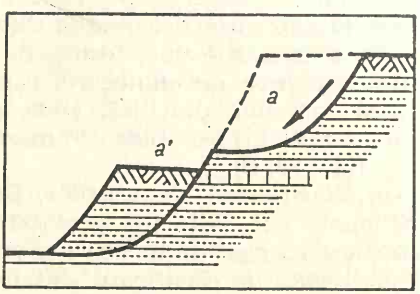


Fig. 102. Formarea unei pseudoterase prin alunecarea în bloc din *a* în *a'*.

— *alunecările în bloc sau alunecările de strate,* care apar pe versanții abrupți și subminați la bază, constituiți din alternanțe de argile, marne, nisipuri, calcare, gresii etc. Datorită presiunii hidrodinamice, apelor subterane și proceselor de sufoziune are loc deplasarea în masă a unui pachet de strate și stabilirea lui la un nivel mai coborît, ca o pseudoterasă (figura 102);

— *alunecările sufozionale,* care sînt foarte complexe și variate ca microrelief. Acestea se formează prin spălarea orizonturilor de nisipuri fine, situate la diferite adîncimi; la acest tip se desprind trei zone distincte, așa cum se vede în figura 103; *zona de tasare cu prăbușire,* care dă naștere la pereți abrupți ce închid mici depresiuni; *zona de împingere și microdepresiuni; zona de alunecare propriu-zisă,* cu valuri de alunecare (a, b, c, din fig. 103).

— *alunecările torențiale* sau torenții de noroi sînt procese mai organizate, a căror dinamică se dezvoltă după legile scurgerii vîscoase, și de aceea sînt tratate mai departe la categoria torenți.

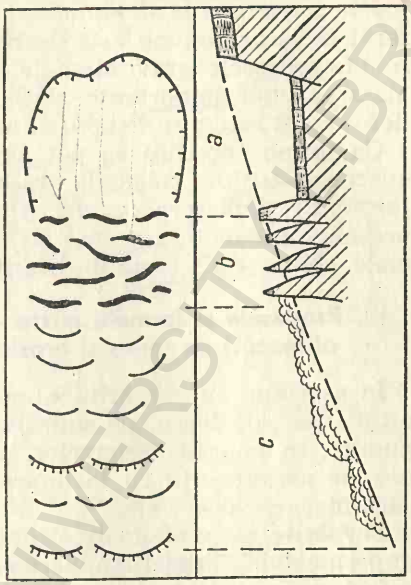


Fig. 103. O alunecare sufozională, după V. Trufaș (alunecare cu prăbușiri și tasări), condiționată de spălarea orizontului de nisipuri):
a — zona de tasare cu prăbușire sufozională, care dă naștere la pereți verticali ce închid mici depresiuni; *b — zona de împingere* și crăpături, care generează stîlpi și colonade, fragmentate, ce închid mici depresiuni sau gropi; *c — zona de alunecare propriu-zisă,* cu valuri de alunecare; *sus* — în plan; *jos* — în profil.

Tot ca un tip aparte de alunecări pot fi socotite și *soliflucțiile* sau *curgerile de soluri,* care se produc pe suprafețe întinse în regiunile cu îngheț peren, cum sînt cele din tundră, al căror sol se dezgheață în timpul verilor polare pe grosime mică. Datorită excesului de apă, solul devine un fel de pastă, care curge și pe suprafețe cu înclinare foarte mică, de 3—5°. Soliflucțiile apar în regiunile muntoase cu aceleași condiții climatice.

f. *Depozitele gravitaționale.* Acestea sînt rezultate ale acțiunii proceselor de pantă. Ele mai sînt numite de unii cercetători și *depozite derubiale,* cuprinzînd în primul rînd grohotișurile, apoi material de alunecare, de diferite dimensiuni (blocuri, așchii, argile, nisipuri, marne, pietrișuri etc.), amestecate într-o masă nesortată și dispuse haotic. Acestea sînt afînate, iar ca urmare pot fi ușor erodate și deplasate mai departe.

Privite în ansamblu, procesele gravitaționale au un rol important în evoluția versanților și în forma profilului lor, ele constituind un element

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

foarte important al dinamicii reliefului. Spre deosebire de alți agenți externi, a căror acțiune este de netezire a denivelărilor sau ondulărilor de relief, procesele gravitaționale le accentuează în multe cazuri prin deplasarea unor importante mase de teren dintr-un loc în altul. Microrelieful creat este puțin stabil și haotic dispus.

Ca forme specifice se pot aminti două categorii: *forme reziduale, de evacuare* (stîlpi, colonade, nișe, circuri semiovale, polițe structurale), *forme de deplasare* (valuri, trepte transversale, coame, monticuli, depresiuni, pseudoterase etc.) și *forme de acumulare* (tăpșane, trene derubiale, conuri etc.), toate în diferite faze de dezvoltare.

III. Procesele și formele mixte — asocieri de surpări, alunecări de teren și eroziuni torențiale

În asociație cu surpările, alunecările condiționează formarea unor pornituri mari de teren, pe suprafețe întinse de cîțiva kilometri pătrați, denumite, în podișul Tîrnavelor, *glimee* sau *ponoare*. Dezvoltarea acestora are loc pe versanții cu înclinare (30—40°) și alternanțe de argile, pietrișuri, marne, calcare etc.

Surpările se produc în stratele permeabile, iar alunecările în cele impermeabile. Pregătirea acestor procese se face timp îndelungat prin sufoziune mecanică, datorită apei subterane care apare sub formă de izvoare la diferite nivele pe versanți.

T. Morariu și V. Gîrbacea (1966), care au studiat aceste procese în Transilvania, le-au numit *glimee*. Acestea se recunosc pe teren după forma generală a versantului, după prezența lacurilor și a mlaștinilor, care se formează între valurile alunecărilor. Relieful condiționat de ele este destul de variat și complex.

Condiția principală a dezvoltării acestor glimee gigantice, cum sînt cele din jurul Sighișoarei, Apoldului etc., este prezența rocilor permeabile peste cele impermeabile. Acestea din urmă nu trebuie să fie în pachete prea groase, fiind suficient numai un strat de marnă de 2—3 m pentru ca să se producă acest fenomen.

La obîrșia văilor, în bazinele de recepție ale rețelei hidrografice, apar pornituri și forme ale eroziunii torențiale, de diferite dimensiuni, denumite *rîpe de obîrșie* sau *hîrtoape* (Th. Porucic, 1928).

Începutul acestora poate fi o alunecare, o surpare sau o vale torențială. Forma generală a hîrtopului este aceea a unui cerc, cu fundul concav, pe care apar diferite trepte de relief, ca niște etaje, cu movile și valuri haotice. Dimensiunile și întinderea hîrtoapelor depind în primul rînd, ca și celelalte procese amintite, de alternanța orizonturilor nisipoase și argiloase, de prezența a cît mai multor orizonturi acvifere deschise de eroziune, situate la diferite nivele deasupra fundului văilor. *În general se știe că cu cît fundul ogașelor e mai adînc și numărul de orizonturi acvifere este mai mare, cu atît vor fi mai adînci și mai complicate hîrtoapele.*

Clasificarea hîrtoapelor. După formă, hîrtoapele pot fi *deschise* și *închise* (Th. Porucic, 1928).

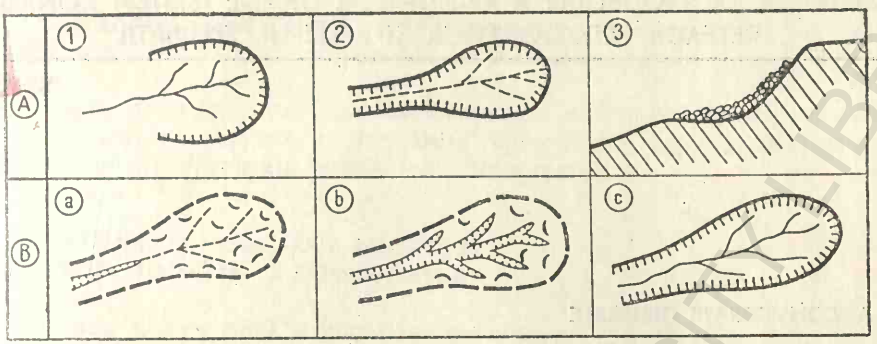


Fig. 104. Microrelieful de hîrtoape format în urma acțiunii complexe a eroziunii torențiale, a surpărilor și prăbușirilor:

A — relief de hîrtoape (*1* — hîrtop deschis; *2* — hîrtop închis; *3* — profil longitudinal într-un hîrtop). *B* — dezvoltarea hîrtopului (*a* — eroziune torențială incipientă; *b* — eroziune torențială accentuată; *c* — conturarea hîrtopului).

1. **Hîrtoapele deschise** se formează sub sprînceana versanților și numai unde apar orizonturi acvifere. Surpările și alunecările din jurul izvoarelor contribuie la formarea lor. Acestea reprezintă faza premergătoare a formării rețelei torențiale.

2. **Hîrtoapele închise** se formează numai în urma acțiunii apelor din ploi sau din topirea zăpezilor, așa cum se vede în figura 104.

Hîrtoapele au un rol deosebit de important în evoluția versanților și a interfluviilor. Astfel, cînd acestea au o așezare paralelă pe un versant, își lărgesc bazinele, se formează relieful de *holmuri*, martori deluroși, laterali, iar prin acțiunea hîrtoapelor cu așezare contrară pe cei doi versanți iau naștere *crestele* și *țiglăile*, des întîlnite în podișurile Transilvaniei, Moldovei, în Subcarpați, Piemontul Getic etc., precum și diferite *glacisuri de eroziune*. În eroziunea pe bazine hidrografice, așa cum se observă în Subcarpații Getici, în regiunea dintre Curtea-de-Argeș și Rîmnicu-Vîlcea, rolul hîrtoapelor în formarea depresiunilor este foarte mare (de exemplu, depresiunile Arefu și Nucșoara).

Încheind acest capitol introductiv în legătură cu exomorfodinamica reliefului, trebuie să accentuăm asupra caracterului universal al proceselor de alterare și gravitaționale, dar cu ritmuri și intensități diferite, impuse în primul rînd de condițiile climatice, de rocă și de relieful preexistent local.

Concluzii. Procesele complementare contribuie în ansamblu, alături de scurgerea în pînză (areală), șiroire și torenți, la formarea *glacisurilor de eroziune* (pedimentelor) în diferite zone climatice: periglaciară, temperată, aridă etc.) avînd deci un rol important în diversele sisteme de modelare și în special în *pedimentație* (glaciplanație).

Capitolul IX

SISTEMUL DE MODELARE A REGIUNILOR UMEDE (SISTEM ZONAL) REȚEAUA HIDROGRAFICĂ ȘI RELIEFUL FLUVIATIL

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Sistemul de modelare a regiunilor umede sau sistemul fluviatil este foarte extins pe suprafața Pămîntului și el se bazează în primul rînd pe acțiunea predominantă a apelor curgătoare (rețeaua hidrografică), la care se adaugă procesele de pe versanți, antrenate în mișcare de către acestea.

Rețeaua hidrografică reprezintă agentul extern cel mai viguros și mai extins de pe suprafața Pămîntului și ea se întîlnește aproape în toate zonele climatice unde cad precipitații sub formă de ploi și de zăpezi, dar mai ales în zonele cu climă temperată și ecuatorială. Ea nu lipsește din celelalte zone climatice, cum sînt zonele aride și reci, unde nu este predominantă sau are caracter alohton (de trecere, fiind formate în alte zone bogate în precipitații), cum este cazul Nilului, Indului, Tigrului și Eufratului etc., sau în regiunile nordice (americane, europene și asiatice).

Privită în ansamblu, rețeaua hidrografică a globului poate fi împărțită în mai multe regiuni geografice sau mai bine zis regiuni hidrobioclimatice (v. cap. VII, punctul C).

În legătură cu acest sistem de modelare este deosebit de important să relevăm de la început *rolul pe care l-au avut doi dintre geografii noștri în dezvoltarea geomorfologiei fluviatile* — Al. Dumitrescu Aldem (1911, 1915) și G. Vâlsan (1915).

Primul a definit în sens modern *sistemul de modelare fluviatilă* pe care-l conturase în teza de doctorat asupra cursului inferior al Dunării, iar *al doilea* a expus pe larg *concepția lui originală asupra rolului predominant al rețelei hidrografice* în formarea și evoluția Cîmpiei Române.

Pentru *G. Vâlsan,* rețeaua hidrografică — cel mai energic agent modificator al scoarței terestre — reprezintă în același timp și cel mai fin și mai rezistent instrument de înregistrare a schimbărilor prin care a trecut o regiune.

Analiza rîurilor, el o face pe asociații hidrografice sub formă de *convergențe* și *divergențe* (concentrări și împrăștieri), ca și prin raportul dintre *rîuri* și *pantă,* rîurile indicînd ca niște săgeți direcția de înclinare, impusă de tectonică.

BCU / UNIVERSITY LIBRARY

După același autor, *istoria rîurilor sintetizează cel mai bine istoria formelor din Cîmpia Română, privite în primul rînd prin prizma neotectonicii.*

Teza de doctorat a lui G. Vâlsan este una dintre primele lucrări consacrate studiului rîurilor, o adevărată monografie, care a deschis calea geomorfologiei fluviatile regionale la nivel mondial.

B. SISTEMUL DE MODELARE A REGIUNILOR UMEDE TEMPERATE ȘI EXTINDEREA LUI

Rețeaua hidrografică a zonei temperate, socotită în general autohtonă, deși are o acțiune sezonieră, este considerată ca cea mai normală ca activitate de ansamblu, și de aceea se ia ca bază pentru analiza sistemului de modelare a zonelor umede, în comparație cu rețeaua hidrografică din zona ecuatorială, unde vegetația bogată modifică mersul normal al proceselor de eroziune și acumulare fluviatilă.

Acesta este motivul pentru care în cele ce urmează se expun întîi *problemele legate de sistemul de modelare al zonei temperate*, respectiv *relieful fluviatil*, zonă care este lipsită de contrastele mari ale zonelor glaciară și deșertică.

Considerațiile care ne-au condus la trecerea rețelei hidrografice în seria elementelor morfoclimatice specifice zonei temperate se bazează *pe mediul de lucru ca factor dominant, pe acțiunea ritmică a proceselor de albie*, în strînsă legătură cu regimul de scurgere și mai ales pe posibilitatea urmăririi succesive a evoluției ei.

Alimentarea cu apă a rețelei hidrografice poate fi — în cazul amintit — *de origine externă* (precipitațiile) și *de origine internă* (apele subterane).

Formarea rețelei hidrografice este rezultatul unei evoluții îndelungate, începînd de la căderea ploilor sau topirea zăpezilor și a ghețarilor, și pînă la adîncirea apei în scoarța terestră, prin trecere de la torenți la pîraie, rîuri și fluvii, care în ansamblu, constituie apele curgătoare terestre.

Ca prototip al acestora se iau *rîurile*, iar acțiunea lor de modelare asupra reliefului preexistent se numește *acțiune fluviatilă* (după unii, acțiune hidrogenetică).

Rețea hidrografică, bazin hidrografic și *sistem hidrografic.* Aceste trei noțiuni hidrografice trebuie să fie bine precizate, deoarece de multe ori se fac unele confuzii.

Rețeaua hidrografică reprezintă cea mai largă noțiune legată de apele curgătoare, fiind în același timp și destul de eterogenă, deoarece cuprinde cursuri de apă variate ca dimensiuni și regim de scurgere.

Bazinul hidrografic constituie cea mai unitară noțiune de hidrografie, adică suprafața de pe care-și adună apele o arteră colectoare (torent, pîrîu, rîu și fluviu) și care este delimitat de cumpăna apelor, iar *sistemul hidrografic* reprezintă însăși artera colectoare care asigură drenajul bazinului hidrografic, cu ramura principală și afluenții ei.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

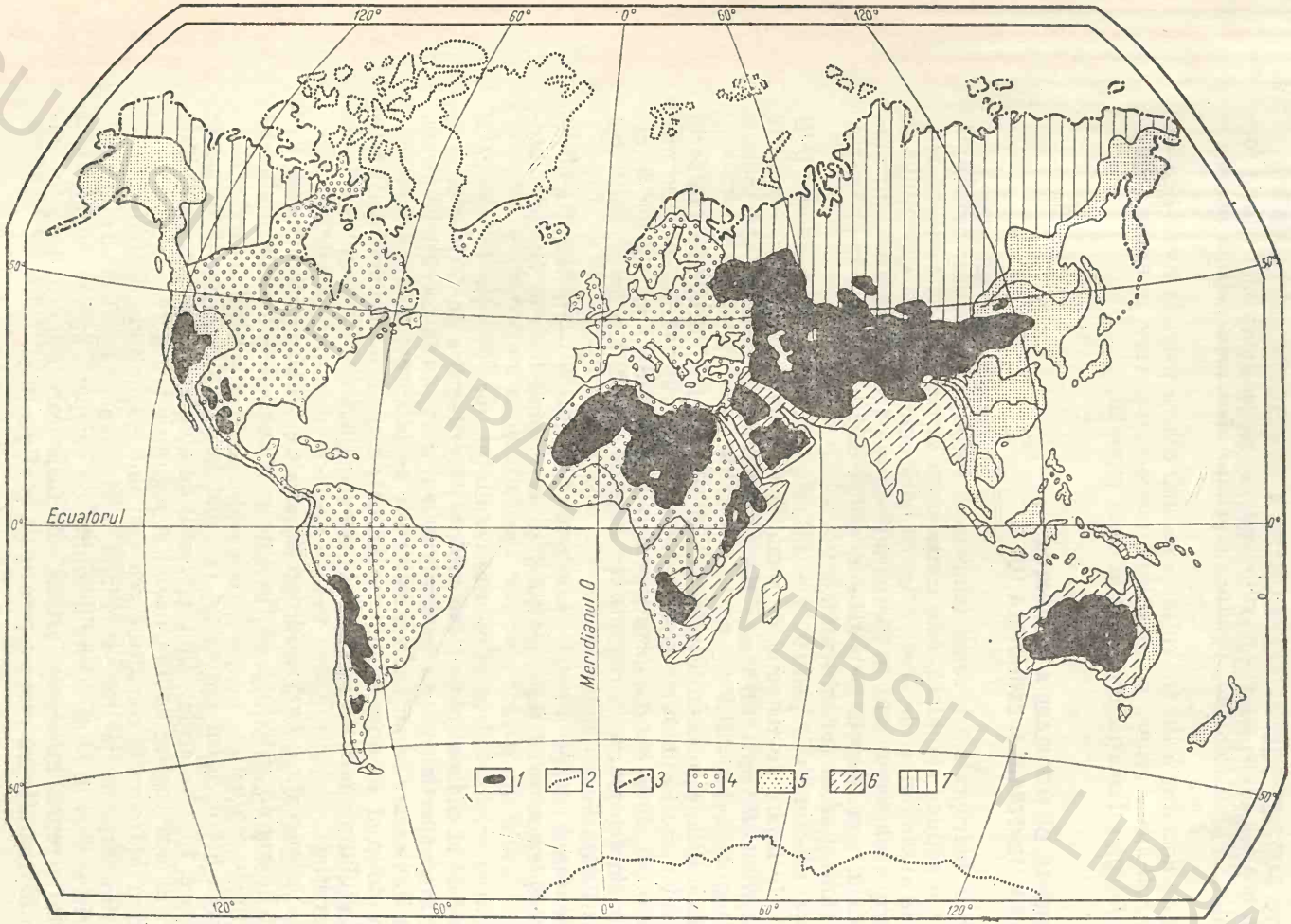


Fig. 106. Rețeaua hidrografică a globului:

1 — regiuni cu scurgere endoreică; *2* — ţărmuri îngheţate tot anul; *3* — ţărmuri care se dezgheaţă sezonier; *4* — bazine hidrografice care aparţin Oceanului Atlantic; *5* — idem, care aparţin Oceanului Pacific; *6* — idem, care aparţin Oceanului Indian; *7* — idem, care aparţin Oceanului Arctic.

BCU CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Rețeaua hidrografică a globului se clasifică după direcția de scurgere a apelor în două: *rețea exoreică*, care reprezintă 72% și care are ca nivel de bază Oceanul Mondial, împărțită pe oceane prin cumpenele de apă continentale, și *rețea endoreică*, care reprezintă 11% și care are ca nivel marile depresiuni din interiorul continentelor (fig. 105), restul de 17% constituind regiunile fără scurgere.

Marile bazine hidrografice ale globului. Așa cum rezultă din datele statistice existente, cele mai mari bazine hidrografice sînt următoarele:

		Suprafață	*Lungime*
EUROPA	Volga	= 1 459 000 km²	3 694 km
	Dunărea	= 817 000 km²	2 850 km
ASIA	Obi-Irtîș	= 2 948 000 km²	5 300 km
	Enisei-Selenga	= 2 592 000 km²	5 391 km
	Lena	= 2 384 000 km²	4 260 km
	Amur-Kerulen	= 2 052 000 km²	4 480 km
	Iantzî	= 1 775 000 km²	4 980 km
	Gange cu Brahmaputra	= 1 730 000 km²	3 000 km
	Huanhe	= 980 000 km²	4 200 km
	Indus	= 960 000 km²	3 180 km
	Mekong	= 810 000 km²	4 500 km
AMERICA DE NORD	Mississippi cu Misuri	= 3 340 000 km²	6 418 km
	Mackenzie-Athabaska	= 1 700 000 km²	4 600 km
	Winnipeg cu Nelson	= 1 080 000 km²	2 400 km
	Yukon	= 900 000 km²	3 700 km
	Sf. Laurențiu	= 802 000 km²	3 060 km
AMERICA DE SUD	Amazonul	= 6 120 000 km²	6 280 km
	Rio de la Plata cu Parana	= 3 104 000 km²	4 700 km
	Orinoco	= 944 000 km²	3 000 km
AFRICA	Congo	= 3 822 000 km²	4 370 km
	Nilul	= 2 900 000 km²	6 671 km
	Nigerul	= 2 092 000 km²	4 160 km
	Zambezi	= 1 330 000 km²	2 660 km
	Orange	= 1 020 000 km²	1 860 km

În funcție de suprafață, primele cinci bazine hidrografice sînt: *Amazonul* (6 120 000 km²), *Congo* (3 822 000 km²), *Mississippi* (3 340 000 km²), *Rio de la Plata* (3 104 000 km²) și *Obi* (2 948 000 km²); iar după lungime, *Nilul* (6 671 km), *Mississippi* (6 418 km), *Amazonul* (6 280 km), *Enisei* (5 391 km) și *Obi* (5 300 km).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

C. APELE CURGĂTOARE ȘI CLASIFICAREA LOR

Acestea sînt reprezentate prin torenți, pîraie, rîuri și fluvii, care sînt foarte variate ca dimensiuni, debit de apă, forma văilor, condiții și posibilități de valorificare.

Toate își duc apele din regiunile înalte spre cele mai joase, exercitînd o mare acțiune mecanică asupra scoarței terestre, rozînd mai mult în locurile mai înclinate și cînd au apă mai multă (după ploi, după topirea zăpezilor și a ghețarilor) și depunînd materialele transportate acolo unde panta este mai mică.

Apele curgătoare reprezintă cel mai puternic agent de transport, prin intermediul cărora „munții ajung pe fundul oceanelor".

În ceea ce privește formarea apelor curgătoare, toate au aceeași origine — apele din precipitații, la care se mai adaugă apele subterane, din lacuri (la cele care izvorăsc sau traversează lacuri) și din topirea ghețarilor.

După regimul de scurgere a apelor, ca și după relieful pe care-l formează, apele curgătoare se împart în două categorii mari — *intermitente* (torenți și pîraie) și *permanente* (rîuri și fluvii)[1].

Pentru cele intermitente este specific *relieful torențial,* iar pentru cele permanente, *relieful fluviatil propriu-zis,* a căror importanță, sub raport practic, este diferită.

I. Torenții și relieful generat de ei

Apa precipitațiilor care cade pe suprafața Pămîntului urmează diferite căi — o parte se evaporă, întorcîndu-se din nou în atmosferă, iar altă parte se infiltrează în scoarță, dînd naștere la apele subterane; ceea ce rămîne, constituie apa de suprafață. Aceasta, la rîndul ei, poate urma două căi:

— *pe suprafețele orizontale,* ea stagnează, dînd naștere la bălți sau lacuri;

— *pe suprafețele înclinate,* apa se scurge datorită gravitației, constituind ape curgătoare sub formă de pînză, torenți, pîraie, rîuri și fluvii.

Torenții sînt cursuri de apă temporară, care se formează pe versanții repezi ai munților, dealurilor și cîmpiile, avînd o viteză apreciabilă. Ei se alimentează din apa ploilor și din topirea zăpezii ce nu se infiltrează.

Formarea lor este precedată de două faze incipiente: cînd apa precipitațiilor se scurge sub forma unei *pînze de apă,* apoi sub formă de firicele, concentrate în lungul unor mici șănțulețe, pe care le urmează apoi apele ploilor viitoare, din care se formează *torenții* (figura 106). Aceștia indică trecerea de la eroziunea în suprafață sau areolară la eroziunea liniară pe verticală.

[1] Unii autori adaugă și a treia categorie — cea semipermanentă.

BCU "ALEXANDRU IOAN CUZA" IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

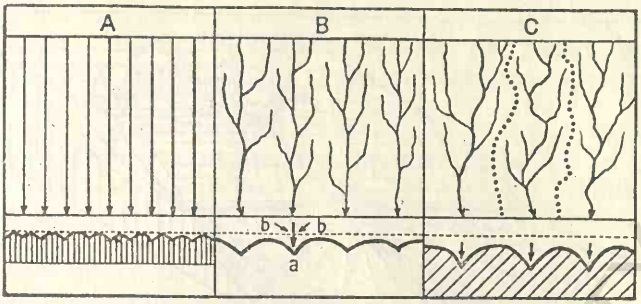


Fig. 106. Reprezentarea schematică a scurgerii apelor rezultate din ploi și din topirea zăpezii:
A — procesul deluvial (scurgerea în pînză); *B* — procesul de șiroire cu adîncire verticală (*a*) și de spălare în suprafață (*b*); *C* — procesul torențial — adîncirea pe verticală.

Scurgerea apei sub formă de pînze activează la suprafață și foarte lent, spală rocile afînate (eroziunea areală sau deluvială) și depune materialele spre baza versanților, sub forma unei *cuverturi deluviale*, care îmbracă pantele ca o manta, cu grosimi variabile, așa cum se constată în figura 107.

Procesul acesta efectuat de către apele rezultate din ploi și din topirea zăpezilor este cunoscut sub denumirea de *pluviodenudație* sau, mai simplu, *proces deluvial* (de la cuvîntul latin *deluo-deluere*=a spăla)[1], care are un rol deosebit de important în modelarea versanților și la îmbrăcarea poalelor lor cu *depozite deluviale*.

Acțiunea apelor de precipitație se resimte pe toate formele de relief, la orice altitudine, în regiunile unde există ploi și zăpezi care se topesc. Ea se efectuează de sus în jos, atîta timp cît apa se scurge, adică în mișcare.

Încetarea ei are loc la orice schimbare de pantă, creată de nivelele de bază locale. Transportul materialelor se face la distanțe mici. Asociată cu procesele gravitaționale, eroziunea în suprafață contribuie la *degradarea* sau *eroziunea solului*.

Cele două condiții de bază pentru efectuarea eroziunii în suprafață sînt *clima*, respectiv apa din precipitații și *panta*.

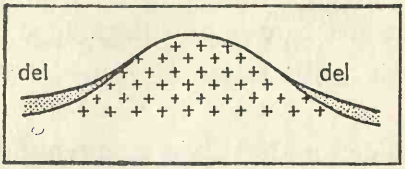


Fig. 107. Depozit deluvial pe versanții unei înălțimi *(del)*.

[1] Sinonim cu procesul de ablație mecanică.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

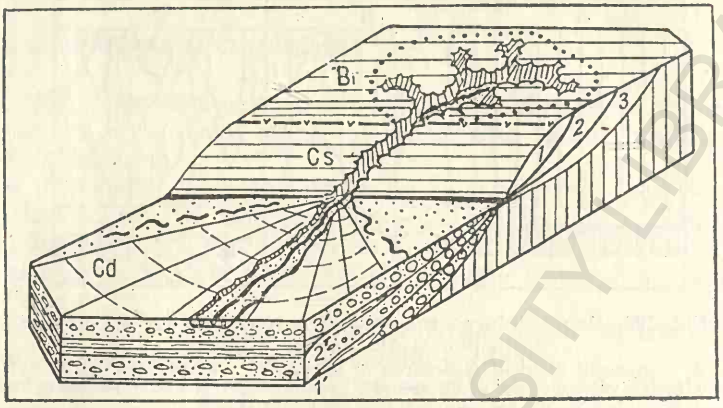


Fig. 108. Un organism torențial:
Br — bazin de recepție; *Cs* — canal de scurgere; *Cd* — con de dejecție; *1, 2, 3* — fazele eroziunii regresive; *3', 2', 1'* — fazele acumulării progresive.

Scurgerea liniară — șiroirea — procesul torențial reprezintă diferite faze de organizare a apelor de suprafață pe linii de scurgere mai precise, ca rezultat al eroziunii treptate în adîncime. Deși predomină acțiunea pe verticală, nu lipsește însă lărgirea văilor incipiente, datorită în special proceselor gravitaționale (surpări, alunecări, prăbușiri).

Torenții se formează oriunde e o pantă mai accentuată pe care se scurge o cantitate mare de apă și care nu se poate infiltra. Unghiul mare al pantei și neregularitățile inițiale ale reliefului ușurează trecerea scurgerii superficiale a apei în șuvoaie organizate linear, care formează *torenții propriu-ziși* (fig. 106, *C*).

La orice torent se disting trei părți: *bazinul de recepție* (adică suprafața de pe care își adună apele); *canalul de scurgere* (sectorul prin care se transportă materialul erodat) și *conul de dejecție* (porțiunea de acumulare a materialului), care împreună formează un *organism torențial* (fig. 108).

Prin acțiunea repetată a torenților se trece deja la fragmentarea accentuată a reliefului în pantă, care se reflectă la suprafața terenului printr-un microrelief specific *de eroziune* și *de acumulare*.

Acțiunea torenților, ca și a rîurilor, depinde de forța vie a curentului de apă, care se calculează după formula:

$$p = \frac{MV^2}{2}, \qquad (2)$$

unde: p = forța vie a curentului de apă, M = masa sau debitul de apă și V = viteza de scurgere.

Așa cum reiese din această formulă, forța vie a curentului de apă este direct proporțională cu debitul și cu pătratul vitezei de scurgere.

Ea se consumă pentru mișcarea masei de apă, sub impulsul forței de gravitație, pentru transportul particulelor solide, pentru învingerea frecării apei de fund, de maluri, de aer și de vegetație, iar restul este folosită de apă prin eroziune.

Torentul efectuează o triplă acțiune — *de eroziune, transport* și *acumulare,* procese care corespund cu predominarea lor în cele trei sectoare principale ale torentului, *bazinul de recepție, canalul de scurgere* și *conul de dejecție,* ce constituie o unitate bine închegată (organismul torențial).

Aceste trei laturi principale ale procesului torențial — eroziunea, transportul și acumularea — decurg în mod paralel, dar intensitatea lor se schimbă după cum crește sau scade forța vie a curentului de apă.

Transportul se efectuează prin *tîrîre* și *salturi; eroziunea* predomină atunci cînd debitul și viteza cresc, iar *acumularea,* cînd acestea scad. Raportul dintre eroziune și acumulare rezultă din relația ce se creează între eroziune *(E)* și sarcină *(S),* după cum urmează:

$E > S$ = predomină eroziunea;
$E = S$ = eroziunea și acumularea sînt egale;
$E < S$ = predomină acumularea.

Eroziunea torențială se dezvoltă după aceleași legi generale, pe verticală, lateral și regresiv, ca la rîuri.

1) *Formele de eroziune* cele mai tipice ale acțiunii torenților sînt *văile torențiale,* care se dezvoltă din formele de șiroire, prin trecere de la rigole și brazde la *ravene* și *ogașe* (fig. 109 și 110).

Termenul cel mai potrivit este cel de *vale torențială,* caracterizat prin forma de „V", cu pereți drepți, fundul îngust și în trepte. Dimensiunile văilor torențiale sînt variate.

Formarea văilor torențiale depinde de o serie de factori — *factorii morfologici* (gradul de fragmentare a văilor principale și mai ales de valoarea pantelor); *factorii structurali* (rocile pe care se dezvoltă și poziția stratelor); *factorii climatici* și *hidrografici* (caracterul precipitațiilor și formarea torenților în legătură cu periodicitatea lor); *factorii fitogeografici* (specificul vegetației) și pedologici; *factorii antropici* (modul de folosire a terenului, de prelucrare a solului etc.).

Dintre cauzele principale care contribuie la formarea și dezvoltarea torenților, respectiv a văilor torențiale, se pot aminti: *despădurirea și desțelenirea; creșterea scurgerii superficiale; schimbările nivelului de bază; eroziunea și reinnoirea eroziunii laterale a albiei principale.*

Văile torențiale. Clasificare și evoluție. Acestea se pot clasifica după mai multe criterii:

După locul unde se dezvoltă se deosebesc:

— *văi torențiale la obîrșia bazinelor de recepție a rîurilor;*

— *văi torențiale de versant;*

— *văi torențiale pe fundul văilor mai vechi* (fig. 109).

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

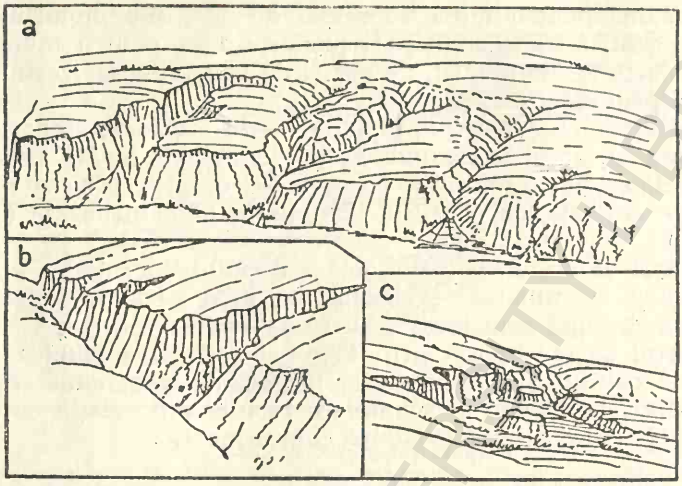


Fig. 109. Diferite aspecte ale eroziunii torențiale:
a, b — văi torențiale de versant; c — văi torențiale pe fundul unei văi mai vechi.

După fazele de evoluție se disting:
— *văi torențiale incipiente;*
— *văi torențiale moderat dezvoltate;*
— *văi torențiale cu extindere mare și foarte mare,* care generează relieful de *badlands,* ce reprezintă faza cea mai accentuată de eroziune a solului (fig. 110).

Văile torențiale se mai clasifică, după unitatea de relief în care se dezvoltă, în: *văi torențiale de munte* și *văi torențiale de cîmpie,* ca două tipuri extreme, *primul cu dimensiuni mari* (în special, ca adîncime), iar *al doilea cu valori mai mici.*

Văile torențiale de munte se termină prin conuri de dejecție mari, care prin suprapunere și juxtapunere formează *cîmpiile piemontane,* cu depresiuni intersecvente între conurile de dejecție mari (fig. 111).

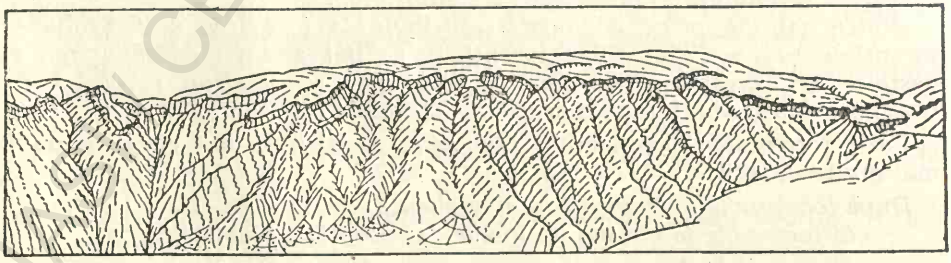


Fig. 110. Microrelief de badlands.

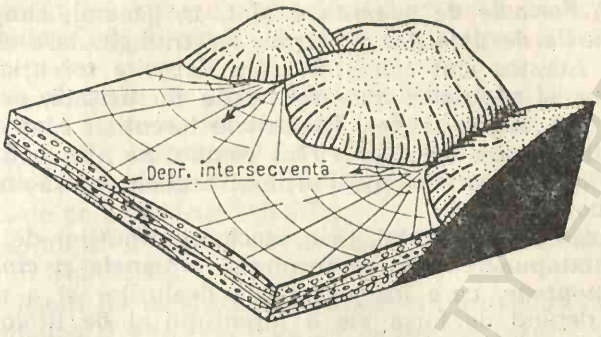


Fig. 111. Formarea cîmpiilor piemontane la poalele unei înălțimi, prin suprapunerea și juxtapunerea conurilor de dejecție. Denumirea de depresiune intersecventă, după H. Baulig.

Alte clasificări se fac după lungimea, adîncimea și densitatea lor, pe baza cărora se calculează *gradul de torențialitate*[1] al diferitelor regiuni studiate în vederea măsurilor de ordin practic. Cele mai caracteristice sînt văile torențiale ramificate sau arboricole, care uneori depășesc cumpenele de apă.

În dezvoltarea văilor torențiale se disting două faze importante: *una de eroziune progresivă* (faza activă) de extindere în adîncime, lățime și lungime, rezultată din adîncirea treptată a apelor torențiale prin care se formează văile torențiale propriu-zise, și *alta de acumulare progresivă* (faza pasivă), rezultată din fixarea versanților și din umplerea fundului văii cu depozite aluviale și deluviale (fig. 112).

Prin această fază din urmă, *văile torențiale trec în văi mai evoluate, denumite vîlcele și văiugi,* care au fundul mai neted și versanți convecși sau concavi și care indică *faza de stingere normală* a torenților.

Prin eroziune progresivă, profilul longitudinal al văilor torențiale trece de la forma de trepte, cu rupturi de pantă, la profilul de echilibru, care indică încetarea eroziunii și trecerea la faza de acumulare progresivă.

Distrugerea pragurilor și a cascadelor se face prin eroziune și subsăpare la baza acestora, care se surpă, reducîndu-și astfel înălțimea.

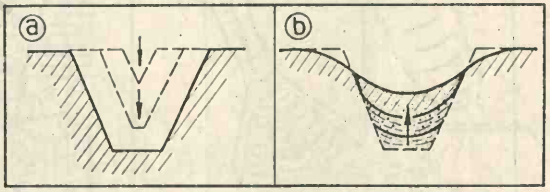


Fig. 112. Evoluția unei văi torențiale:
a — fază de adîncire progresivă; *b* — faza de acumulare progresivă sau de aggradare.

[1] După F. Hirsch, acesta reprezintă produsul dintre frecvența talvegurilor elementare (adică cele mai mici sau de ordinul I, după A. N. Strahler) și densitatea de drenaj: G. Tor.$=F_1 \cdot Dd$ (unde F_1 — frecvența talvegurilor elementare — reprezintă raportul dintre numărul de cursuri de ordinul I și suprafața bazinului, iar Dd — densitatea de drenaj.

2) *Formele de acumulare* sînt, în general, simple şi ele se reduc la *conurile de dejecţie,* cu forma lor triunghiulară şi cu baza la exteriorul lor. Acestea sînt constituite din *depozite torenţiale,* un amestec de nisipuri şi pietrişuri cu stratificaţie încrucişată, acoperit cu un material mai fin, argilo-nisipos. Depozitele torenţiale sînt depuse în ordinea mărimii granulelor — în vîrful conului se află bolovănişul şi pietrişurile, iar la baza conului, nisipurile şi argilele, adică invers ca la conurile de grohotiş.

Aşa cum s-a arătat, prin asocierea conurilor de dejecţie (suprapunerea şi juxtapunerea lor) se formează *tăpşanele şi cîmpiile aluvio-proluviale piemontane,* care însoţesc poala dealurilor şi a munţilor. Dimensiunile lor depind de forţa vie a torentului şi de litologie. Acestea au pante mici (1—10‰), văi adînci, în fascicule paralele.

Ca exemplu se pot da cîmpiile piemontane, aluvio-proluviale din Depresiunea Braşovului, de la periferia dealurilor pericarpatice (începînd de la Piteşti şi pînă la Focşani) sau cele de pe latura externă a Dealurilor Vestice, spre Cîmpia Tisei.

3) *Alte tipuri de torenţi* sînt *torenţii de noroi* şi *torenţii de pietrişuri.* Formarea acestora are loc atunci cînd materialul solid depăşeşte conţinutul în apă al torentului, şi acest lucru se realizează în condiţii litologice şi hidrometeorologice specifice.

a) *Torenţii de noroi reprezintă deplasarea* unor mase de material semisolid, mai organizat, care se scurge liniar pe culoare cu lăţimi şi lungimi variabile, de unde a rezultat şi denumirea lor.

Mişcarea materialelor se face după legile scurgerii unei mase vîscoase. Dimensiunea şi forma torenţilor noroioşi sînt variabile, în raport cu faza de evoluţie, cu grosimea masei alunecate etc.

Forma cea mai obişnuită este cea de *mînecă* (A, fig. 113) care reprezintă faza iniţială, apoi cea *torenţială tipică* (B, fig. 113), unde se disting

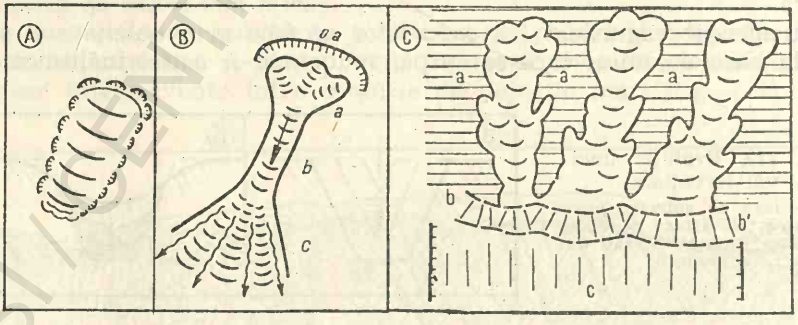


Fig. 113. Torenţi de noroi:

A — torent noroios simplu (cu aspect de mînecă); *B* — torent noroios tipic (*a* — zona de evacuare; *b* — canalul de scurgere; *c* — zona de acumulare sau conul de acumulare; *oa* — lupa alunecării; *C* — torenţi de noroi în serie (*a* — zona de evacuare; *b—b'* — zona de acumulare comună; *c* — zona stabilizată), după V. Trufaş.

cele trei părți componente: *bazinul de recepție* (a), *canalul de scurgere* (b) și *conul de acumulare* (c). Torenții de noroi pot apărea și în serie paralelă (C, fig. 113).

Zona de evacuare sau bazinul de alimentare poate fi un semicerc sau o formă lobată de frunză; *canalul de scurgere* — un fel de culoar cu mici trepte în lung, cu profil transversal convex, iar zona de acumulare are aspectul unei morene terminale, desfășurate în forma unui evantai, cu crăpături transversale pe ondulările reliefului.

Torenții noroioși se întîlnesc destul de des în Podișul Transilvaniei, Podișul Moldovei, și în Subcarpați.

Aceștia sînt strîns legați de depozitele argiloase sau marnoase supraumezite, la care se adaugă și alte roci (blocuri de calcare, gresii, pietrișuri, nisipuri etc.), în proporții mai mici, care devine o masă plastică, ca o pastă, ce alunecă încet pe fundul văilor torențiale.

Cel mai tipic exemplu de torent de noroi catastrofal, de mari proporții, a fost torentul din 6 iulie 1921 din Alma Ata, care a depus o masă argiloasă amestecată cu bolovănișuri și pietrișuri de circa 1,5 milioane tone sau aproximativ 150 000 de vagoane, devastînd casele, terenurile de cultură etc.

La noi, cu studiul torenților de noroi s-au ocupat în special V. Tufescu (1959, 1968), V. Trufaș (1961) și alții.

b) *Torenții de pietrișuri* reprezintă o variantă a cursurilor intermitente de apă, specifică regiunilor constituite din depozite de conglomerate și pietrișuri, cum este Piemontul Getic (pietrișurile de Cîndești) și Podul Bertei-Subcarpați, unde apar destul de des astfel de forme în urma ploilor torențiale (fig. 114).

La noi în țară, *activitatea torenților* este condiționată de ritmul sezonier al climatului (precipitațiilor), care atinge o dezvoltare maximă

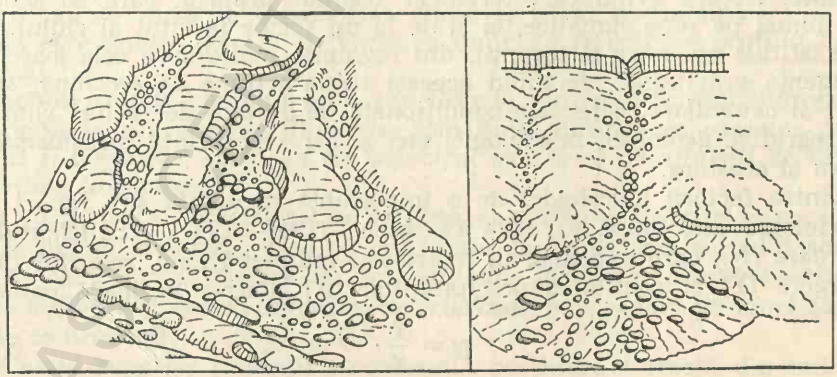


Fig. 114. Torenți de pietrișuri pe fruntea cîmpiei piemontane, Podul Bertei — Subcarpații Munteniei.

în anotimpurile de primăvară și toamnă, o dată cu declanșarea dezgheţului, topirii zăpezilor și a ploilor torențiale, precum și cu umezirea depozitelor superficiale friabile.

Cunoașterea procesului torențial este foarte importantă din punct de vedere practic, în legătură cu prejudiciile pe care le aduce economiei, prin degradarea solului, distrugerea căilor de comunicație, a centrelor populate, construcțiilor hidrotehnice etc.

Depozitele acumulate de torenți sînt cunoscute sub denumirea de *depozite proluviale*. Acestea constau din particule de diferite dimensiuni, de la cîțiva centimetri pînă la cîțiva metri cubi și grade de rotunjire, depuse sub formă de conuri, tăpșane sau cîmpii piemontane, ce înclină ușor spre fundul depresiunilor, a căror bordură o mărginesc. Ele au *stratificație încrucișată* sau *torențială*, în care particulele grosiere alternează în profil transversal și longitudinal cu cele fine, nisipo-argiloase. Alternanța de materiale grosiere cu cele fine reflectă schimbările tectonice (pantă) și climatice (precipitații) ale regiunii din care provin acestea. De multe ori este foarte greu de făcut distincție între depozitele rîurilor (aluviale) și ale torenților (proluviale), și de aceea li se dă denumirea de depozite *aluvio-proluviale*.

II. Rîurile și relieful generat de ele

Trecerea de la torenți la rîuri se face o dată cu mărirea debitului (inclusiv alimentarea subterană) și a puterii de eroziune, care au ca urmare precizarea albiilor și dezvoltarea mare a văilor, adică cu trecerea de la cursurile temporare la cele permanente.

Dimensiunile, cantitatea de apă și acțiunea mecanică pe care o exercită rîurile asupra scoarței terestre sînt de proporții mult mai mari. Totul în acest caz se petrece pe distanțe foarte mari.

Scurgîndu-se în diferite condiții fizico-geografice, rîurile sînt foarte variate, fiecare avînd caracterele și regimul propriu, care se schimbă nu numai pe zone climatice, ci și de la un sector la altul al rîului. Rîurile își duc apele, ca și torenții, din regiunile înalte spre cele joase, sub influența gravitației, efectuînd aceeași triplă acțiune de *eroziune, transport* și *acumulare*, care este condiționată de o serie de factori climatici, hidrografici, geologici, morfologici etc. și care reprezintă *mecanismul de lucru* al acestora.

Dintre factorii hidrologici de o importanță deosebită sub raport geomorfologic este, după C. Brătescu (1940—1941), *coeficientul de scurgere (N)*, care exprimă, în metri sau milimetri cubi, raportul dintre scurgere (*Y*) și cantitatea precipitațiilor (*X*) dintr-o perioadă oarecare:

$$N = \frac{Y}{X}. \qquad (3)$$

Coeficientul de scurgere este strîns legat de toți factorii fizico-geografici, dintre care trei sînt mai importanți: *clima, relieful* și *roca*.

Clima influențează coeficientul de scurgere prin precipitații și evaporație, *relieful,* prin altitudine și pantă, iar *roca,* prin permeabilitate sau impermeabilitate.

Din calculele făcute s-au putut stabili următoarele premise:

— *în munți,* coeficientul de scurgere este mai mare ca în cîmpii, datorită faptului că panta este mai mare și ploile mai bogate;

— *în regiunile cu climă mai rece,* coeficientul de scurgere este mai mare ca în cele cu climat cald, unde evaporarea este mai intensă;

— *în regiunile cu roci permeabile,* coeficientul de scurgere este mai mic ca în cele cu roci impermeabile, unde apele se infiltrează mai puțin sau de loc.

Pe baza acestor constatări se poate formula următoarea lege: *coeficientul de scurgere este mai mare în regiunile impermeabile, muntoase și mai reci, și invers — este mai scăzut în regiunile permeabile, de cîmpie, și mai calde* (C. Brătescu, 1940—1941).

Din cele expuse rezultă zonalitatea orizontală și verticală a coeficientului de scurgere, ca și periodicitatea lui; cea mai mare cantitate de apă scursă se observă în timpul viiturilor sau apelor mari, iar cea mai mică, în perioadele de iarnă sau de secetă.

1. **Elementele cursului unui rîu.** Rîul, ca orice apă curgătoare, are *un izvor,* ca punct de început, și o *gură de vărsare,* ca punct terminal. Deosebirea între aceste două puncte constă în faptul că *primul* ocupă poziția cea mai înaltă, iar *al doilea,* pe cea mai joasă.

Porțiunea de legătură dintre cele două puncte extreme o formează *cursul propriu-zis al rîului* — locul de scurgere a apei.

Izvorul sau locul de origine al rîului nu este totdeauna clar, deoarece un rîu poate lua naștere din mai multe izvoare, dintr-un lac, o mlaștină sau chiar din marginea unui ghețar.

Vărsarea prezintă aceleași aspecte, ea putînd fi mai precisă sau mai confuză, după locul de vărsare. Unele din rîuri formează delte, altele, estuare sau se varsă în limane, iar altele se pierd pe parcurs.

Linia care unește izvorul cu vărsarea unui rîu constituie *profilul longitudinal.*

2. **Subdiviziunile cursului unui rîu.** Rîurile formează unități hidrografice complexe sau *sisteme fluviatile,* constituite din *ape cu caracter permanent și temporar, adică un rîu principal și o serie de afluenți de diferite ordine* (secundare).

Pentru a ușura caracterizarea în timp și spațiu a diferitelor procese care se petrec în lungul unui rîu s-a ajuns la împărțirea cursului acestuia, de la izvor la vărsare, în trei sectoare distincte: *cursul superior, cursul mijlociu* și *cursul inferior,* caracterizate sub raport geomorfologic în cele ce urmează:

a) *Cursul superior* (torențial) reprezintă porțiunea formată din unirea torenților în zona muntoasă înaltă (de la izvoare), unde procesul de eroziune a scoarței este predominant, datorită în special pantelor mari, căruia i se asociază pe scară mare și procesele gravitaționale. Apa roade

și transportă bucăți de roci de dimensiuni variabile, pînă la blocuri de cîțiva metri cubi. Sedimentarea în această porțiune este redusă sau aproape inexistentă, iar văile sînt înguste și cu maluri abrupte. Ea constă mai ales din depunerea bolovănișurilor în coturile albiei sau în porțiunile adînci ale ei.

b) *Cursul mijlociu* (de transport) se află, de obicei, în zona dealurilor și are o vale cu fundul ceva mai larg și maluri puțin abrupte, cu pante din ce în ce mai mici, cu cît se apropie de cîmpie. În acest sector, acțiunea de eroziune este mai redusă, materialul rezultat fiind rostogolit sau tîrît în cantități mari. Colțurile materialului transportat se rotunjesc treptat. Sedimentarea este destul de activă și ea constă în acumularea de pietrișuri mărunte, nisipuri și argile.

c) *Cursul inferior* (de acumulare) corespunde, de obicei, cu zonele de cîmpie. Albia rîului este largă și cu maluri joase. Viteza apei este mică din cauza pantei slabe a albiei. Datorită acestui fapt, materialul este sedimentat în cantități mari, fiind constituit în special din *psamite* și *pelite*. Numai părțile mai fine, care rămîn în suspensie în apă, sînt duse pînă la confluență, chiar la o viteză mai mică.

În acest sector, caracterizat prin inundații pe suprafețe întinse, acțiunea de eroziune este foarte redusă.

Aceste trei sectoare nu trebuie considerate în mod mecanic sau ca ceva fix, ci ele au un caracter schimbător, în raport cu anotimpul, cu dinamica rîului. Astfel, în timpul apelor mari, puterea de transport a rîurilor fiind mult mărită, limitele celor trei sectoare sînt împinse în josul apei spre vărsare, pe cînd în timpul apelor scăzute, puterea de transport fiind micșorată, acestea se retrag spre izvor.

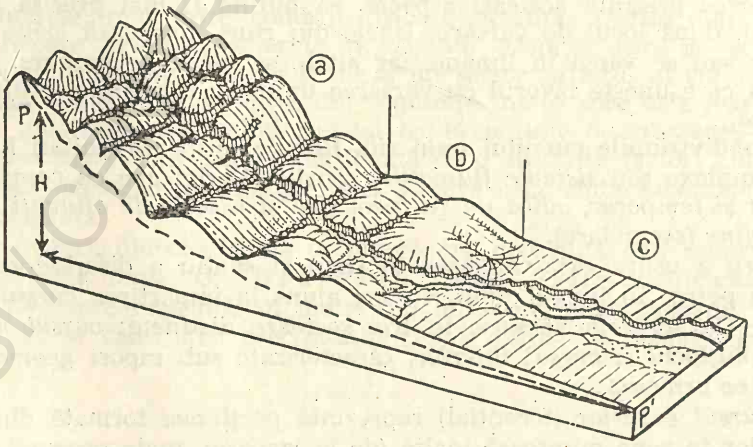


Fig. 115. Subdiviziunile cursului unui rîu:
a — sectorul superior; *b* — sectorul mijlociu; *c* — sectorul inferior; *P—P'* — profilul longitudinal; *H* — înălțimea izvorului.

În mod comparativ cu organismul și viața omului, cele trei sectoare au mai fost denumite: *sectorul tinereții* (cursul superior), *sectorul maturității* (cursul mijlociu) și *sectorul bătrîneții* (cursul inferior), ce reprezintă în același timp și fazele prin care trece o regiune modelată de acțiunea rîurilor (fig. 115). Aceste împărțiri au ca scop numai să atragă atenția asupra deosebirilor morfologice ce există în lungul rîurilor, privite în general.

Dacă se ține seama de influența condițiilor și cauzelor locale (mișcări tectonice, climă și natura rocii), se poate vedea că *fazele de mai sus pot apărea de mai multe ori de la izvor și pînă la vărsare.*

III. Văile fluviatile și elementele lor

Pînă în prezent nu există o definiție precisă a văilor. Acestea sînt forme negative de relief și ele reprezintă urmele pe care le lasă rîurile în scoarța Pămîntului, ca rezultat al acțiunii lor. Văile apar ca niște șuvițe mai înguste sau mai late în lungul rîurilor, începînd de la izvor și pînă la vărsare. Cele mai multe văi au un mers șerpuit și o înclinare uniformă a patului, altele sînt rectiline și prezintă înclinări diferite.

Adîncimea văilor se schimbă în raport cu intensitatea eroziunii pe verticală a rîurilor. Ea oscilează de la cîțiva metri și pînă la sute sau chiar mii de metri.

Între rîu (curs) și vale (albie) există o strînsă legătură, o *unitate dialectică* a două începuturi opuse — *cursul* și *albia* — în care se poate spune că *albia este condusă de curs,* după cum tot așa de bine se poate spune și invers — *cursul este condus de albie* (M. A. Velikanov, 1955).

Asupra originii fluviatile a văilor de rîuri nu mai există astăzi nici o îndoială, dar cu toate acestea se vorbește de *văi tectonice.* Acestea din urmă sînt de fapt tot văi fluviatile, dar care se suprapun, ca direcție, faliilor sau sinclinalelor, în întregime sau numai parțial.

De asemenea, trebuie amintită și prezența *văilor glaciare,* care reprezintă de cele mai multe ori prelucrarea sau modificarea văilor fluviatile.

În concluzie, este necesar să subliniem că rîurile și rețeaua hidrografică, în general, reprezintă singurul agent extern care formează văi prin acțiunea lor de adîncire treptată în scoarța Pămîntului.

Elementele componente ale unei văi fluviatile sînt: *albia minoră, albia majoră, terasele* și *versanții.*

După felul cum se asociază aceste elemente se pot distinge *văi simple* (care au numai albie minoră și versanți) și *văi complexe* (care le au pe toate).

Eroziunea fluviatilă și specificul ei. Eroziunea fluviatilă se efectuează în lungul albiei minore sau patului unui rîu, pe trei direcții dominante — *vertical, lateral* și *regresiv* (la obîrșie).

Patul rîului reprezintă partea cea mai adîncă a văii fluviatile, o fîşie continuă, relativ îngustă, ocupată de apă şi în care se petrece întreaga hidrodinamică a rîurilor sub acţiunea forţei vii a rîului.

După M. D. Gavrilov (1952), forţa vie a rîului asupra scoarţei terestre poate fi caracterizată prin noţiunea de *sarcină relativă a cursului de apă*, pe scurt SRC, adică raportul dintre aluviunile intrate în rîu şi capacitatea lui de transport.

După acelaşi autor, cînd SRC<1, atunci rîul posedă un exces de forţă şi este capabil să erodeze; cînd SRC=1, întreaga forţă vie se consumă pentru transportul aluviunilor, iar cînd SRC>1, atunci are loc acumularea.

1. **Legile eroziunii fluviatile**[1]. **Legea întîi — eroziunea pe verticală.** Această lege consideră că:

Orice rîu tinde să-şi adîncească talvegul (ferestruire pe verticală), pînă ce profilul longitudinal ajunge la o curbă tangentă la suprafaţa mării (profilul de echilibru), indiferent de panta iniţială şi de rocă, de unde rezultă că nici un punct al talvegului nu poate să fie mai jos decît suprafaţa lacului sau a mării în care se varsă rîul respectiv (S. Mehedinţi, 1930).

În legătură cu eroziunea pe verticală, trebuie să fie precizate o serie de noţiuni: *talveg, profil longitudinal, nivel de bază* şi *profil de echilibru.*

Talvegul reprezintă linia care uneşte punctele cele mai adînci de pe fundul patului unui rîu şi care privit de la izvor la vărsarea rîului constituie *profilul longitudinal*, rezultat al influenţei mai multor factori: *scurgerea* (debitul de apă al rîului), *structura geologică, poziţia nivelului de bază, panta iniţială* şi *timpul* (faza de eroziune).

În general, profilele longitudinale formate în roci omogene au panta lină (profile regulate), iar cele tăiate în roci, eterogene, prezintă rupturi de pantă (profile neregulate).

Profilul longitudinal se exprimă prin pantă, adică prin diferenţa de nivel dintre izvor şi vărsare, raportată la lungimea lui (H/L).

Această pantă are valori diferite, din ce în ce mai mici de la izvor la vărsare, cu rupturi de pantă, mai ales în cursul superior, montan, sub formă de *repezişuri, praguri* şi *cascade*, a căror geneză este legată în primul rînd de *tectonică* (prezenţa liniilor de ruptură transversale) şi rocă (contactul dintre rocile dure şi moi).

Repezişurile sînt schimbări de pantă, unde apa curge mai repede decît în porţiunile situate mai sus sau mai jos.

Pragurile sînt denivelări cu căderi de apă mai mici, dar cu o viteză mare şi curs vijelios. Ele se datoresc fie rocilor cu rezistenţă diferită la eroziune, fie liniilor tectonice. Pragurile pot apărea izolat sau sub formă

[1] Se înţelege că nu este vorba numai de eroziune, ci şi de transport şi acumulare, care se fac în mod paralel.

Transportul se efectuează prin *tîrîre*, în *suspensie* sau în *soluţie*, iar acumularea este şi ea variată (detritică, biologică şi chimică), cea mai bogată avînd loc la vărsarea fluviilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

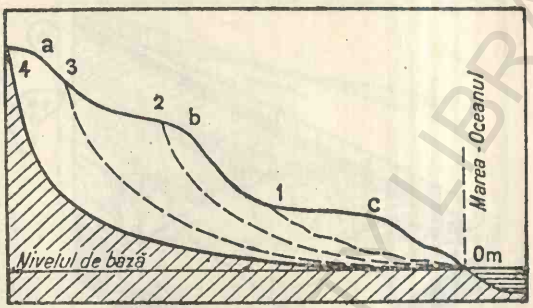


Fig. 116. Profilul de echilibru al rîului (*a, b, c* — suprafaţa reliefului; *1, 2, 3* — fazele anterioare ale adîncirii rîului pînă la realizarea acestuia, reprezentat în 4.

de şiruri, cînd formează sectoare de praguri. În defileul Porţile de Fier, astfel de praguri din albia Dunării sînt numite *gherdapuri*.

Cascadele sau *cataractele* reprezintă denivelări mari în lungul albiei, cum sînt, de exemplu, Niagara (49 m), Victoria (120 m) etc. Oricare ar fi denivelările din lungul albiei, rîul le poate eroda treptat, netezindu-şi profilul longitudinal şi transformîndu-l astfel în *profil de echilibru* (fig. 116).

Nivelul de bază este o noţiune reală, care reprezintă punctul cel mai coborît al rîului, confluenţa dintre rîurile afluente şi gura pentru rîurile şi fluviile care se varsă în lacuri şi mări. Acest plan, care serveşte ca bază pentru acţiunea de eroziune şi sub care rîurile nu mai rod, s-a numit nivel de bază sau bază de eroziune (fig. 116).

Oceanul mondial constituie nivelul de bază general, iar mările continentale formează nivelele de bază pentru rîurile care se varsă în ele.

Marea Neagră reprezintă nivelul de bază pentru rîurile din ţara noastră, iar nivelul ei stă în strînsă legătură cu nivelul oceanic general. Dunărea constituie nivelul de bază pentru majoritatea rîurilor de la noi. Fiecare rîu reprezintă, la rîndul lui, nivelul de bază pentru afluenţii pe care-i primeşte.

Marmitele şi geneza lor. În legătură cu microrelieful albiei rîurilor trebuie semnalată prezenţa *marmitelor* sau *căldărilor* — mici scobituri rotunde sau alungite, dezvoltate în toate categoriile de roci, dar mai ales în calcare.

După V. Trufaş (1966), acestea sînt generate de dinamica apelor curgătoare în regiunile montane şi deluroase (torenţii turbionari şi helicoidali), iar ca factori principali trebuie să fie amintiţi: *debitul lichid şi solid, compoziţia petrografică a rocilor, înclinarea stratelor şi sistemul de fisuri.*

Observaţiile făcute de noi în cheile Minişului ne-au dus la concluzia că există mai multe *tipuri de marmite*, unele *simple şi altele complexe*, aşa cum se vede în fig. 117, a (A), iar în formarea lor vîrtejurile şi blocurile mari de rocă au un rol foarte important.

Este vorba fie de *vîrtejurile cu axa orizontală*, care creează denivelările din profilul longitudinal (fig. 117, a, (*B, a*) fie de cele cu axa verticală

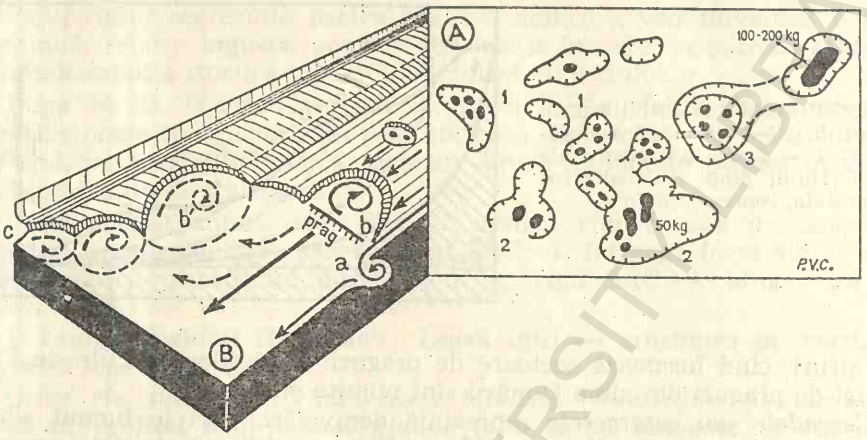


Fig. 117, *a*. Marmite-tipuri şi geneză:
A — tipuri de marmite: 1 — simple; *2* — complexe asociate (unite); *3* — complexe suprapuse (îmbucate); *B — modul de formare: a* — vîrtejuri cu axa orizontală; *b, b'* — vîrtejuri cu axa verticală; *c* — firidă de eroziune.

(fig. 117 a (*B, b, b'*). Prin acţiunea acestora din urmă (*b'*) se formează mici *firide de eroziune* sub malurile drepte ale cheilor (*c*).

Aceste vîrtejuri pun în mişcare blocurile transportate de apă, care acţionează ca nişte pietre de mori, măcinînd roca din bază şi formînd astfel marmitele.

De aici rezultă că se pot deosebi două feluri de nivele de bază — *generale* şi *locale* —, care pot fi de ordinul I, II, III etc.

Nivelul de bază nu trebuie considerat ca un punct fix, ci în continuă schimbare, sub influenţa a doi factori principali: *factorul tectonic* (mişcările scoarţei) şi *factorul climatic* (cantitatea de apă din rîu). De poziţia nivelului de bază depinde acţiunea rîului — dacă acesta coboară, atunci predomină *eroziunea,* iar dacă se ridică, pe primul plan stă *acumularea* (fig. 117, *b*).

Profilul de echilibru[1] este o noţiune abstractă, matematică, care exprimă o altă limită a acţiunii rîului, limita în timp şi care se realizează prin erodarea treptată a fundului albiei. Acesta reprezintă panta către care tinde rîul pentru a-şi asigura evacuarea materialului, datorită eroziunii, în condiţiile cele mai bune şi cu minimum de efort (A. Cholley — R. Clozier, 1952).

Profilul de echilibru reprezintă un element foarte important pentru întreaga activitate a rîului. fie cînd erodează, fie cînd acumulează. El este rezultatul unui complex de factori, în care raportul dintre debitul lichid şi solid stă pe primul plan şi care se realizează într-un interval de timp foarte mare, cu condiţia menţinerii factorilor genetici.

[1] Acesta se mai numeşte *curba de limită a eroziunii* sau *curba dinamicii rîului.*

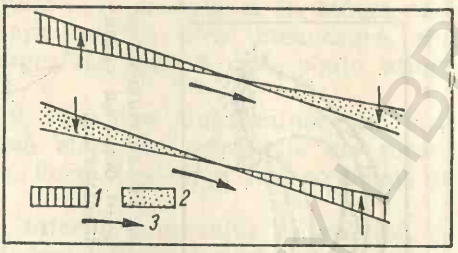


Fig. 117, *b*. Procesele de eroziune și acumulare în lungul rîului, în raport cu sensul mișcărilor tectonice:
1 — eroziune; 2 — acumulare; 3 — direcția de curgere.

Reprezentarea grafică a profilului de echilibru se face sub forma unei *curbe parabolice,* mai ridicată în amonte și mai turtită în avale, fără nici o ruptură de pantă (v. fig. 116).

Ridicarea liniei profilului în amonte se explică prin debitul mai mic și volumul mai bogat de materiale grosiere, pentru a căror evacuare este nevoie de o pantă mai mare.

În avale, debitul crește mai mult decît sarcina, și deoarece materialul are particule mai mici, evacuarea lui este asigurată chiar în condițiile unei pante mici. În aceste condiții se poate spune că, profilul fiind în echilibru, patul este perfect calibrat, pentru a asigura scurgerea apelor.

Profilul de echilibru se realizează atunci cînd eroziune și acumularea se compensează și amîndouă se apropie de zero.

În condiții determinate (de nivel de bază, mișcări tectonice, condiții climatice), adîncimea patului nu poate depăși profilul de echilibru.

Atingerea profilului de echilibru depinde în primul rînd de *stabilitatea nivelului de bază.*

Schimbări generate în profilul de echilibru pot avea loc în două cazuri speciale (presupunînd, bineînțeles, aceleași condiții climatice, de debit lichid și solid etc.):

— *dacă regiunea se ridică în amonte,* se va produce acumulare în avale, și eroziune în partea superioară;

— *dacă regiunea coboară în amonte,* se va produce eroziune în avale, și acumulare în partea superioară (fig. 117, *b*).

Privit în general, profilul longitudinal al rîurilor prezintă aspecte variate, la explicarea căruia, în afară de factorii de structură geologică, climă, nivel de bază, trebuie să se țină seama în mod deosebit de *mișcările tectonice noi,* care influențează panta de scurgere a apei, și deci procesele de eroziune și acumulare din lungul albiei. De asemenea, nu trebuie neglijat nici regimul de scurgere a apei rîurilor prin alternarea perioadelor de ape crescute (viituri) și scăzute (de etiaj).

2. **Legea a doua — eroziunea laterală.** Această lege precizează că: *Orice rîu își deplasează meandrele, pendulînd cînd la dreapta, cînd la stînga, cu sinuozități din ce în ce mai mari, ceea ce are ca efect lărgirea albiei și retragerea versanților* (S. M e h e d i n ț i, 1930).

a. *Albia minoră*

Ca și eroziunea pe verticală, eroziunea laterală depinde de forța vie a rîului, de viteza și masa de apă. Meandrarea este procesul prin care

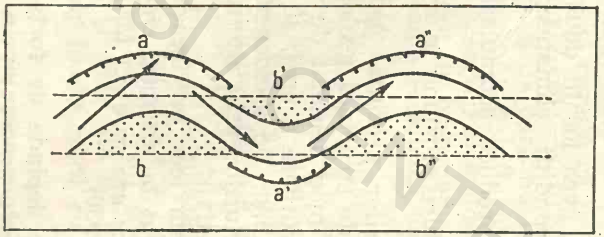


Fig. 118. Formarea meandrelor (după V. A. Oghievski):
a, a', a'' — porțiuni concave cu eroziune puternică; *b, b', b''* — porțiuni convexe cu acumulare de nisipuri.

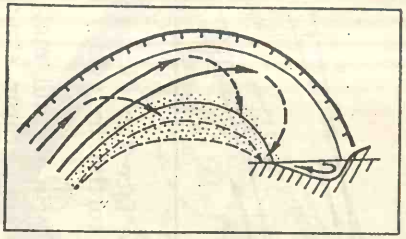


Fig. 119. Depunerea aluviunilor pe malul convex prin acțiunea curenților transversali.

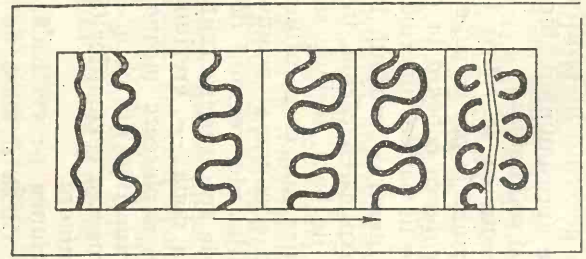


Fig. 120. Evoluția unui curs meandrat pînă la rectificarea lui (săgeata indică direcția de evoluție).

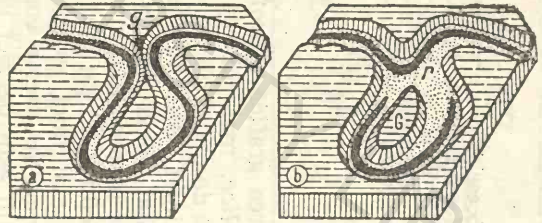


Fig. 121. Formarea unui martor de eroziune (grădiște) prin meandrare:
a — faza de subțiere a gîtului meandrului (*g*); *b* — părăsirea buclei meandrului și rectificarea ei (*r*); *G* — grădiștea.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rîul își lărgește albia, în urma pendulării în dreapta și în stînga, sub influența pantei reduse și a acumulării intense. Prin meandrare, rîul își creează albia majoră, lunca, o suprafață întinsă care poate atinge uneori zeci de kilometri lățime.

Meandrele reprezintă coturi rotunde, care dau albiei minore un curs șerpuit, cu diferite aspecte. Cele două elemente principale ale meandrelor sînt *bucla* și *gîtul* (v. fig. 121). Formarea lor a fost explicată în două feluri:

— *fie ca rezultat al hidrodinamicii interne a cursului de apă* (M. A. Velikanov, 1955), unde factorii geomorfologici (relieful și rezistența diferită a rocilor la eroziune) constituie numai o cauză secundară. Aceștia accelerează sau frînează tendința de curgere meandrată. Autorul amintit a demonstrat prin experiență că formarea meandrelor nu trebuie căutată în cauze venite dinafară, ci în cele interne, legate de structura hidrodinamică a curentului de apă;

— *fie ca urmare a diferențelor de rocă* (A. V. Oghievski, 1955). Dintr-un curs rectilin (fig. 118), apa, prin eroziune mai accentuată în punctele unde roca este mai slabă, sapă o concavitate, care se mărește cu timpul (fig. 118). Curentul de apă ce iese din această concavitate va fi deviat din malul stîng în cel drept, iar materialele rezultate din eroziunea în punctul *a* vor fi depuse pe malul opus convex (*b*) prin curentul transversal (fig. 118).

Malul drept va fi și el erodat și va deveni concav, iar cel opus, convex (*b'*). Prin această alternanță de procese de eroziune și acumulare, albia rîului se modifică continuu pînă la formarea de meandre în diferite faze de sinuozitate, care pot ajunge pînă la retezarea buclelor și la rectificarea cursului (fig. 120).

Dezvoltarea meandrelor se poate opri sub influența mai multor cauze, cum sînt: *reducerea pantei; apariția unor roci mai rezistente în albia rîului; intervenția omului* etc.

Prin dezvoltarea excesivă a meandrelor se poate ajunge la subțierea și retezarea gîtului meandrului — ceea ce contribuie la formarea unui meandru părăsit și a unui martor de eroziune, numit *grădiște* sau *popină* (fig. 121).

Tipuri de meandre. După adîncimea malurilor, meandrele sînt de două feluri: *divagante* (libere sau rătăcitoare), cînd malurile albiei sînt joase (fig. 122, *A*), și *încătușate* (adîncite sau încrustate), cînd malurile albiei sînt înalte (fig. 122, *B*). Acestea din urmă devin încătușate în urma ridicării treptate a regiunilor cu meandre divagante.

După numărul și aspectul buclelor se disting două feluri de meandre divagante: *simple* și *complexe* (fig. 122, *A, a, b*).

Sub raport geomorfologic, cunoașterea meandrelor este importantă nu numai pentru acțiunea de lărgire a albiei, ci și prin faptul că mărește forța de eroziune și acumulare, ca și prin formarea unei asimetrii alternative în lungul albiei minore.

În afară de porțiuni concave abrupte, însoțite de surpări și de porțiuni convexe cu mici plaje de nisip, numite *renii,* în lungul albiei

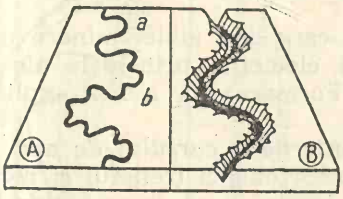


Fig. 122. Tipuri de meandre:
A — divagante: *a* — simple; *b* — duble; *B* — încătușate.

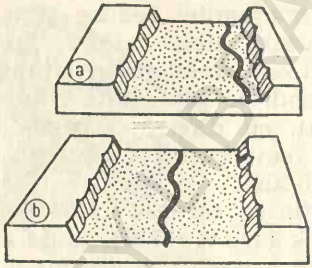


Fig. 123. Tipuri de lunci.
a — asimetrică; *b* — simetrică.

minore apare și un *microrelief de insule* sau *ostroave,* care contribuie la despletirea apei în brațe.

În concluzie, cu privire la albia minoră se poate spune că, *aceasta este fîșia văii unde rîul își exercită și consumă întreaga lui forță în cea mai mare parte a anului.* Dezvoltarea ei depinde în primul rînd de *climă* (forța vie a apei) și apoi de *pantă, rocă* și alți factori. Cunoașterea problemelor legate de albia minoră înseamnă descifrarea *personalității hidrografice* a rîului analizat.

b. *Albia majoră (lunca).* Aceasta constituie partea ce se află imediat deasupra patului rîurilor și care se acoperă cu apă în timpul viiturilor (mai ales în perioada apelor mari de primăvară), în urma ploilor puternice sau a topirii zăpezilor.

După felul cum se dezvoltă lunca, se deosebesc mai multe tipuri de văi:

— *văi fără luncă,* cele al căror fund se confundă cu albia minoră, în care apele cresc mult, iar viiturile se produc vijelios;

— *văi cu luncă moderat dezvoltă,* care se întîlnesc la rîurile mai mici, cum sînt Călmățuiul, Neajlovul și altele;

— *văi cu lunca larg dezvoltată,* care apare la rîurile mari, cum sînt: Dunărea, Prutul, Siretul, Oltul, Mureșul, Jiul, Ialomița, Dîmbovița etc.

Față de albia rîului, lunca poate avea o dezvoltare *simetrică* sau *asimetrică* (fig. 123).

Microrelieful și subdiviziunile luncilor. Deși luncile par a fi uniforme ca relief, în cuprinsul lor se poate desprinde un microrelief destul de variat, constituit din forme pozitive și negative.

Între formele pozitive, pe primul plan stau *grindurile de nisip,* fîșii înguste, convexe, care urmăresc malurile albiei majore pe lungimi destul de mari și care sînt un rezultat al acumulării din timpul viiturilor mari.

La acestea se mai adaugă *grădiștile,* despre care s-a vorbit mai înainte, precum și conurile de dejecție, formate de rîurile și torenții afluenți.

BCU IAȘI - CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

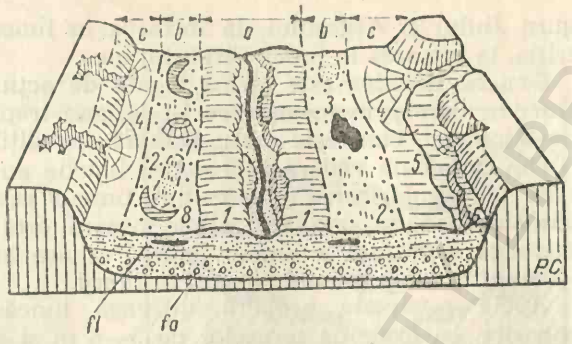


Fig. 124. Lunca și subdiviziunile ei:
a — lunca internă; *b* — lunca de mijloc; *c* — lunca externă. Elemente morfohidrografice: *1* — grinduri prealbiale; *2* — zone depresionare — mlăștinoase; *3* — lacuri; *4* — conuri de dejecție; *5* — curs paralel; *6* — terasă de luncă; *7* — grădiște; *8* — meandru părăsit; *f a* — facies de albie; *f l* — facies de luncă.

Formele negative sînt reprezentate prin mici depresiuni, ocupate de lacuri sau de mlaștini, și prin văi, foste brațe sau meandre ale rîului. Din asocierea acestor forme simple, pozitive și negative, rezultă luncile, forme de relief mai complexe.

Tot în cursul luncilor apar o serie de trepte joase, care constituie *terasele aluvionare de luncă*, cu altitudine de 0,50—1,00 m, 2—3 m sau 5—6 m. Ultima terasă reprezintă treapta care nu este inundată decît de viituri foarte mari și pe care sînt așezate de obicei satele din lunci.

Pe baza microreliefului descris, în cuprinsul luncilor mari se pot desprinde trei porțiuni distincte (fig. 124):

— *lunca internă* — zona de lîngă albia rîului, care se ridică deasupra nivelului mediu al apei cu cîțiva metri (1—3 m), datorită prezenței grindurilor prealbiale. După scăderea apelor, grindurile intră sub acțiunea vînturilor, care răscolesc nisipurile, formînd dune, des întîlnite în luncile rîurilor;

— *lunca centrală*, zona mijlocie, care este cea mai netedă parte;

— *lunca externă*, situată la contactul cu terasele (de unde și denumirea de lunca preterasă), care este mlăștinoasă, datorită nivelului ei mai coborît.

În unele cazuri, lunca externă este ocupată de meandrele și cursurile părăsite sau de lacuri, care se formează în urma revărsărilor apei ridicate peste nivelul mediu.

De asemenea, această zonă a luncii se află sub acțiunea apelor superficiale și a celor freatice, care apar sub formă de izvoare la piciorul terasei și generează mlaștini.

De multe ori, apele afluente care intră în luncile rîurilor principale folosesc pentru cursul lor această zonă joasă, formînd *confluențe paralele*, cum este, de exemplu, cursul inferior al Jijiei, în cuprinsul luncii Prutului.

De obicei, în lunca externă se disting, în unele cazuri, *una* sau *două terase*, tăiate în aluviunile groase ale rîului.

În alte cazuri, în zona externă a luncilor se întîlnesc întinse conuri de dejecție, formate de rîurile afluente, cum sînt, de exemplu, cele de la

gura Jiului și Argeșului, la intrarea în lunca Dunării; Moldova și Bistrița, la intrarea în lunca Siretului etc.

Geneza luncilor este strîns legată de acțiunea de eroziune laterală a rîurilor, care prin meandrare își lărgesc treptat văile pînă la cîțiva zeci de kilometri, cum este cazul Dunării în bălțile Ialomiței și Brăilei.

Din punct de vedere hidrologic, luncile au un rol deosebit de important în regularizarea apelor din timpul reversărilor și viiturilor. În această fază de scurgere, albia minoră este depășită, iar apele ocupă întreaga suprafață a luncii. Scurgerea are loc sub forma a doi curenți — *unul în albia minoră* și *altul în luncă.*

Apele revărsate acoperă întreaga luncă sau porțiunile cele mai coborîte, cu excepția teraselor de 5—6 m și a grădiștilor. După scăderea nivelului, apele rămîn în luncă sub formă de lacuri, bălți sau mlaștini, în microdepresiunile acesteia.

Depozitele luncilor sînt reprezentate prin aluviuni destul de groase și care prezintă două faciesuri:

— *unul în bază, grosier,* constituit din bolovănișuri, pietrișuri, și nisipuri, rezultat din transportul în lungul albiei minore, denumit *facies de albie;*

— *altul superior,* mai fin, argilo-nisipos, rezultat din depunerea mîlurilor în timpul apelor revărsate și denumit *faciesul de luncă,* cu grosime de circa 1—3 m, ca și cel de albie. La acestea se adaugă depozite lacustro-mlăștinoase, de turbă etc. (fig. 124), care împreună înalță prin acumulare albia majoră.

În concluzie, luncile constituie un domeniu cu totul aparte în cadrul văilor, prin microrelieful lor caracteristic. Ele se mai disting, de asemenea, prin microclimatul, vegetația, solurile și apele subterane specifice. Toate acestea scot și mai mult în evidență *personalitatea morfologică* a luncilor.

c. *Terasele fluviatile.* Acestea reprezintă treptele din lungul văii rîurilor, ca foste lunci, astăzi suspendate la diferite altitudini. Numărul teraselor fluviatile nu este limitat; cele mai des întîlnite sînt terasele fluviatile 8—10 m, 18—20 m, 30—35 m, 55—60 m și 90—100 m, care constituie *sistemul clasic de terase cuaternare.*

Numărul teraselor fluviatile nu este același la toate rîurile, ci el se schimbă în raport cu tectonica, clima etc. De asemenea trebuie arătat că există și terase mai vechi decît cele cuaternare.

Formarea teraselor constă în două faze de eroziune[1], separate printr-o fază de acumulare (fig. 125).

După felul cum se dezvoltă în raport cu albia rîurilor, pe ambele părți sau numai pe o parte, putem vorbi de un *sistem de terase bilateral* sau de un *sistem monolateral* (fig. 126).

Terasele și elementele lor morfologice și geologice. Orice terasă este compusă din următoarele elemente morfologice:

[1] *Prima,* de eroziune laterală (a), iar a *doua* (c) de eroziune pe verticală.

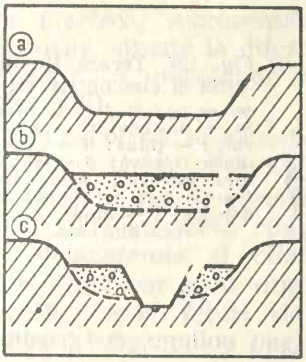


Fig. 125. Fazele formării unei terase fluviatile:
a şi *c* — faze de eroziune; *b* — fază de acumulare.

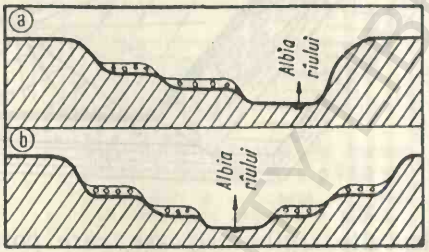


Fig. 126. Modul de repartiţie a teraselor:
a — sistem monolateral; *b* — sistem bilateral.

— *podul* sau *suprafaţa terasei* — partea cea mai întinsă şi înaltă, legată de zona care o domină prin linia de ţîţînă, iar prin altă linie (cea de muchie), de fruntea terasei; podul se caracterizează prin lungimi şi lăţimi variabile în raport cu forţa rîurilor, cu dimensiunile fostelor lunci;

— *fruntea terasei,* adică suprafaţa înclinată prin care podul terasei domină terasa mai joasă, lunca sau albia rîului (exprimată prin H) şi la care se distinge *muchea,* adică partea superioară a frunţii, prin care se face legătura cu podul terasei, şi *piciorul* sau partea de jos a frunţii;

— *baza* sau *patul,* partea în care este tăiată sau pe care se sprijină terasa, constituită din roci mai vechi decît depozitele acesteia (fig. 127).

Fiecare din aceste elemente ale terasei are microrelieful ei. Fruntea terasei este afectată de procese gravitaţionale (surpări, alunecări), care formează mici trepte de relief, sau este fragmentată de numeroşi torenţi, care pot înainta, fragmentînd şi podul terasei. Acesta din urmă mai prezintă şi alt microrelief, de conuri de dejecţie, formate din torenţii de pe fruntea treptei mai înalte şi care parazitează suprafaţa netedă a podului. La văile mari, podul teraselor rîului principal este tăiat de văile rîurilor secundare.

Sub raport geologic, orice terasă se caracterizează prin depozitele specifice, care constituie *structura* ei, ce apare de obicei în fruntea terasei, sau poate fi stabilită pe baza forajelor ce se fac pe podul ei.

La structura teraselor se disting două elemente litologice: *roca din bază* în care sînt tăiate terasele şi *depozitele de terasă* (fig. 127).

Rocile din bază pot fi foarte variate, cuprinzînd toată seria formaţiunilor precuaternare (eruptive, sedimentare şi metamorfice).

Depozitele de terasă cuprind, de obicei, pietrişuri şi nisipuri cu stratificaţia încrucişată, care reprezintă *faciesul inferior,* apoi diferite

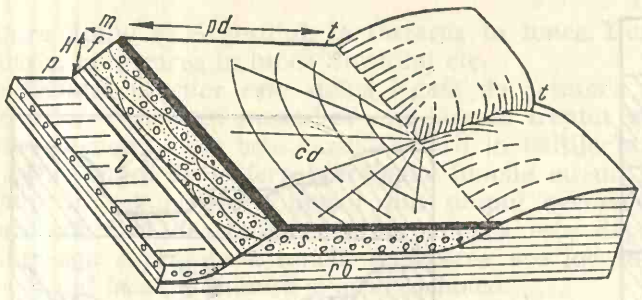


Fig. 127. Terasa fluviatilă și elementele ei:
pd — podul; *f* — fruntea; *m* — muchea; *p* — piciorul; *ț* — țițîna; *H* — altitudinea relativă; *S* — structura geologică. Alte date: *t* — torent; *c d* — con de dejecție; *l* — lunca; *r b* — roca din bază.

depozite argilo-nisipoase, care pot fi aluvionare sau eoliene, cu grosimi variabile *(faciesul superior).*

Depozitele aluvionare, care în acest caz corespund cu cele de terasă, reprezintă cele mai elocvente urme ale activității rîurilor.

d. *Clasificarea teraselor.* Terasele fluviatile pot fi clasificate din mai multe puncte de vedere. Astfel:

În funcția de altitudine se disting: *terase inferioare* (terasele de 8—10 m și 18—20 m), *terase medii* (terasele de 30—35 m) și *terase superioare* (terase de 55—60 m și 90—100 m).

După întindere, se deosebesc două feluri de terase: *terase locale* (cu întindere redusă) și *terase regionale* (cu suprafețe mari).

După geneză, se disting trei tipuri: *terase în rocă* sau *de eroziune,* tăiate numai în roca din bază sau cu o slabă cuvertură de pietrișuri; *terasa de acumulare* sau *îmbucate,* tăiate în propria cuvertură de depozite aluvionare, și *terase mixte* sau *terase de eroziune și acumulare,* la care depozitele aluvionare apar în trepte ce au la bază rocile mai vechi (fig. 128).

După poziția față de albia actuală și *față de 0 m,* se disting *terase de suprafață,* care apar ca trepte în lungul albiei, și *terase îngropate* sau

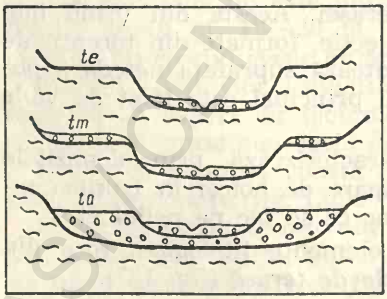


Fig. 128. Tipuri de terase:
te — terasă de eroziune sau în rocă; *tm* — terasă mixtă; *ta* — terasă de acumulare.

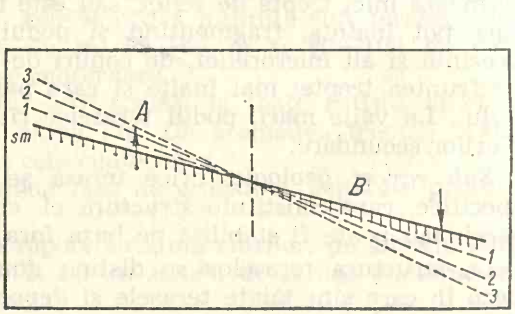


Fig. 129. Clasificarea teraselor în raport cu suprafața topografică sau morfologică (*s m*):
A — sector cu terase la zi, convergente; *B* — sector cu terase scufundate (îngropate); *1, 2, 3* — raportul corelativ dintre cele două feluri de terase.

în foarfecă, reprezentate numai prin depozite, situate la diferite adîncimi, ca urmare a mișcărilor de subsidență (fig. 129).

După vîrstă se deosebesc terase cuaternare, terase pliocene etc.

După modul de dezvoltare a teraselor în raport cu albia rîului terasele pot fi *monolaterale* și *bilaterale*. Acestea din urmă pot avea, după C. Cotton (1949), două feluri de altitudini — *egale* (*A* fig. 130) și *inegale* (*B* fig. 130).

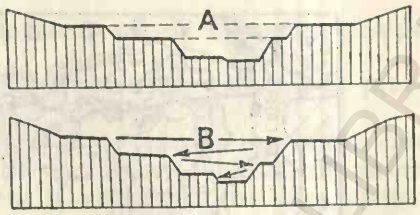


Fig. 130. Sistemul de terase bilateral (după A. Cotton): *A* — egal; *B* — inegal, ca efect al deplasării laterale a albiei.

În raport cu mișcările tectonice suferite, se disting: *terase normale* sau *nedeformate* și *terase deformate* (boltite, fracturate și în foarfecă), *terase convergente* și *divergente*.

Un tip aparate îl reprezintă *terasele piemontane*, datorită caracterelor specifice: dezvoltarea în formă de evantai, dispariție în avale, înclinare longitudinală accentuată și tăierea lor în depozitele aluvioproluviale groase ale conurilor de dejecție — așa cum este cazul teraselor Argeșului de la Pitești în jos.

Cele mai extinse terase de la noi din țară sînt terasele Dunării, în Cîmpia Română, care formează un sistem bine studiat, constituit din 6 terase: t_1=5—6 m; t_2=7—10 m; t_3=17—22 m; t_4=27—35 m; t_5=50—65 m și t_6=80—115 m, care se pierd treptat, începînd de la Turnu-Severin spre Brăila (fig. 131).

Terase bine dezvoltate se întîlnesc, de asemenea, în lungul văilor Oltului, Mureșului, Someșului, Jiului, Siretului, Crișurilor (v. fig. 131, *A* terasele Crișului Alb).

e. *Studiul teraselor și importanța lor.* Cunoașterea teraselor fluviatile constituie una din cele mai pasionante probleme de geomorfologie și discutată mult la diferite congrese internaționale.

Studiul teraselor trebuie să cuprindă date de teren cu privire la formă, altitudine, dimensiuni, structură, geneză și vîrstă.

Vîrsta teraselor se stabilește pe baza mai multor criterii: altimetrice (terasele mai înalte sînt mai vechi decît cele joase), elemente paleontologice (faună de moluște, faună de mamifere sau floră) și arheologice (urmele diferitelor culturi materiale), precum și pe bază de analize radioactive, C_{14} etc.

Pentru rezolvarea problemelor de geneză și vîrstă este necesar un studiu foarte amănunțit al depozitelor de terasă, sub toate raporturile (mecanic, mineralogic, sporo-polinic).

Cauzele principale care condiționează formarea teraselor sînt două: *tectonica*, de care depind panta albiei și poziția nivelului de bază al rîului, și *schimbările climatice*, de care depinde cantitatea de apă din rîuri și deci puterea de eroziune, transport și acumulare, precum și

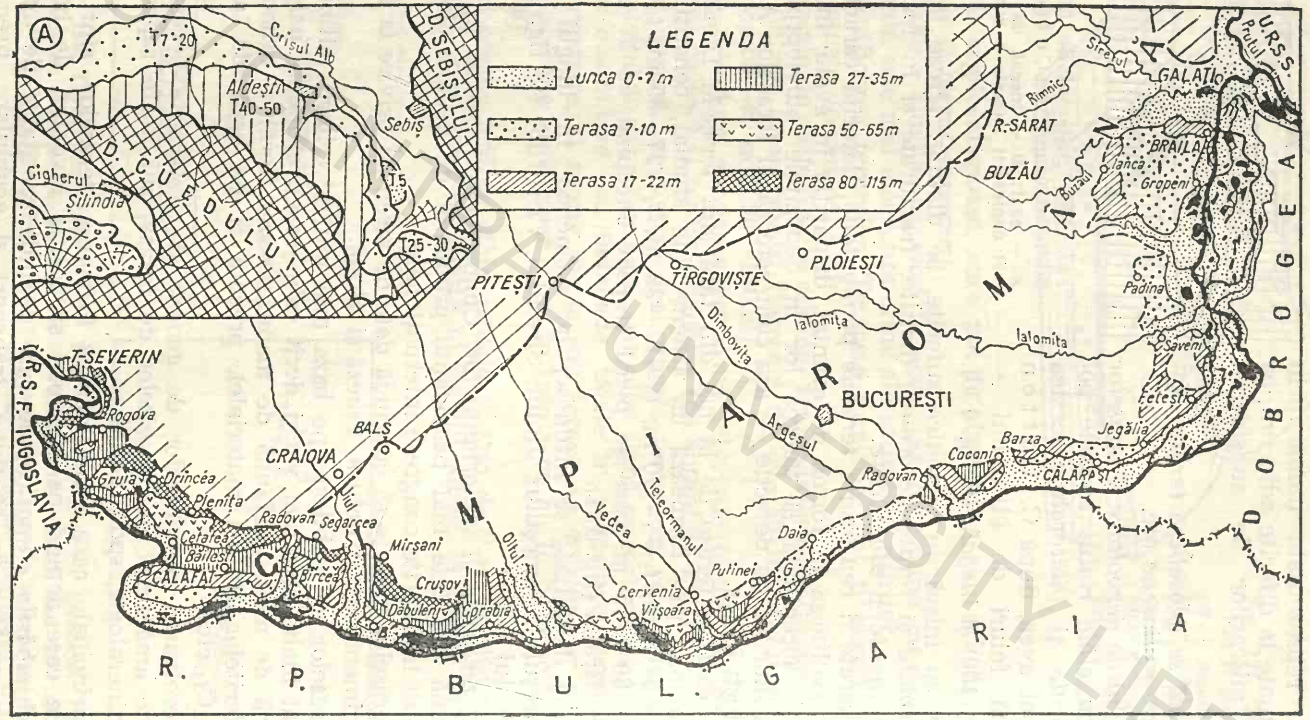


Fig. 131. Terasele Dunării în Cîmpia Română și ale Crișului Alb în depresiunea Zarandului (*A*), după autor.

BCU IAȘI
BABEȘ-BOLYAI UNIVERSITY LIBRARY

schimbările eustatice cuaternare, care influențează de asemenea poziția nivelului de bază.

Cunoașterea teraselor fluviatile prezintă importanță teoretică și practică sub mai multe aspecte.

Pentru stabilirea evoluției rețelei hidrografice, terasele reprezintă cele mai evidente urme ale activității trecute a rîurilor, cu ajutorul cărora se pot urmări vechile trasee ale acestora și vîrsta lor, mai ales pentru etapa cuaternară.

Terasele constituie puncte de reper foarte importante pentru analiza evoluției rețelei hidrografice, în timp și spațiu, precum și pentru stabilirea mișcărilor neotectonice.

Sub acest din urmă aspect, rețeaua hidrografică (respectiv rîurile) reprezintă aparatele naturale cele mai sensibile care înregistrează orice schimbare tectonică sau climatică, ceea ce a făcut ca *terasele* să fie comparate cu „cronicile care înregistrează toate evenimentele istoriei geologice recente ale unei regiuni".

Pentru scara geomorfologică a cuaternarului se folosesc terasele atunci cînd au o dezvoltare normală, fiind bine precizate ca număr și ca vîrstă.

— *În arheologie,* pentru precizarea vîrstei urmelor de cultură materială.

— *În hidrogeologie,* în legătură cu lucrările de cartare a apelor subterane și a aprecierii rezervelor respective.

— *În agrotehnică,* în vederea extinderii diferitelor culturi, a lucrărilor de hidroameliorații, irigațiilor etc.

— *În pedologie,* în lucrările de cartare și eroziune a solului.

— *În geotehnică,* în legătură cu diferite construcții de baraje, lacuri de acumulare etc., precum și în diferite alte construcții, șosele, căi ferate, orașe, centre industriale etc.

Ca *încheiere,* trebuie arătată de asemenea importanța studiului depozitelor aluvionare de terase și din lunci, ca material de construcție și pentru depistarea zăcămintelor de minerale utile, cum ar fi pietrele prețioase, aurul, wolframul, casiterita, uraniul etc.

Folosirea metodei mineralelor grele (metoda șlihului) a dus la rezultate foarte bune în acest sens.

3. **Legea a treia — eroziunea regresivă și schimbările hidrografice.** Această lege, care mai poate fi numită și legea captărilor hidrografice, este formulată astfel:

La orice rîu are loc săparea regresivă a talvegului și progresivă a versanților ceea ce duce la modificarea bazinelor hidrografice prin fenomenul de captare, eroziunea regresivă fiind mai mare acolo unde panta inițială este mai accentuată (S. Mehedinți, 1930).

Captarea constituie fenomenul natural prin care se produc cele mai importante schimbări ale rețelei hidrografice și care se efectuează totdeauna din avale spre amonte, iar ca urmare are loc fragmentarea interfluviilor și mutarea cumpenei apelor.

Captarea se produce, de asemenea, de la un rîu cu un nivel de bază mai coborît (denumit *rîu capturator* sau *captator*) spre unul cu nivel mai

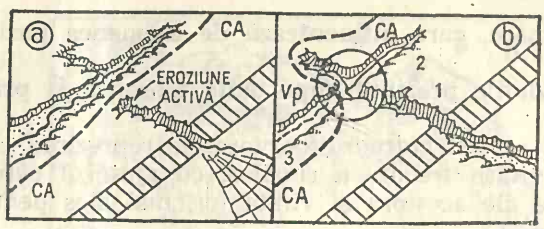


Fig. 132. Fenomenul de captare:
a — situația înainte de captare (*CA* — cumpăna apelor); *b* — situația după captare (*CA* — cumpăna apelor; *1* — rîul capturator; *2* — rîul capturat; *3* — rîul decapitat; *Vp* — valea părăsită; în cerc — locul și cotul de captare).

înalt (care va fi capturat), așa cum se vede în figura 132. Procesul captării presupune, ca o condiție de bază, și o cantitate mai mare de apă în rîul captator, precum și o pantă mai accentuată[1]. După *locul* unde se produc, captările pot fi: *frontale* și *laterale*, iar după *timp* se deosebesc captări: *efectuate* și *iminente* (în curs de efectuare).

Elementele morfologice după care pot stabili captările vechi, efectuate sînt: *cotul de captare, valea mai înaltă și largă a rîului decapitat; prezența aceloraşi depozite pe văile rîurilor capturate sau decapitate*, în amonte și în avale de locul captării.

Exemple de captare sînt numeroase la noi în țară, dintre care se citează Valea Jiului superior, a Oltului mijlociu în defileul Turnu-Roșu — Cozia, a Mureșului la Tătărești, a Dunării în defileul Porților-de-Fier etc., din care redăm cîteva în fig. 133.

Alte feluri de schimbări hidrografice. Ne referim la două cazuri foarte tipice la noi: *deversarea* și *autocaptarea.*

Deversarea[2] este specifică regiunilor joase de divagare, cînd prin meandrare accentuată un rîu situat la un nivel mai ridicat ajunge în albia unui alt rîu alăturat mai coborît, schimbîndu-și astfel vechea direcția și albia — cazul Buzăului în zona Făurei, care și-a părăsit vechea albie largă, prin care se scurge astăzi Călmățuiul (fig. 134, *A*).

Autocaptarea se produce în cazul rîurilor cu un curs foarte întortocheat, în așa fel încît să prezinte segmente paralele între ele și care prin meandrare se pot apropia, așa încît cursul poate fi scurtat prin captare proprie, așa cum este cazul Oltului în depresiunea Bîrsei (fig. 134, *B*). Un alt caz de schimbare a albiei rîurilor are loc și în cazul înălțării printr-o aluvionare intensă, așa cum a fost în 1852 la fluviul *Huanhe,* care și-a deplasat gura cu 450 km de la sud la nord.

Captarea reprezintă deci procesul natural prin care apele unui bazin hidrografic depășesc prin eroziune cumpăna apelor și pătrund în bazinul învecinat, lateral sau frontal, aducînd importante schimbări sub raport geomorfologic și hidrologic (mărirea bazinului și a debitului rîului capturator, și scăderea, la cel decapitat).[3]

[1] Alături de acestea, *roca, poziția nivelelor de bază, mișcările neotectonice* joacă și ele un rol important.

[2] J. Demangeot (1965) consideră captarea prin eroziune regresivă drept *o captare activă,* iar pe cea prin deversare ca *o captare pasivă.*

[3] Vezi lucrarea de sinteză a lui I. Maxim (1957).

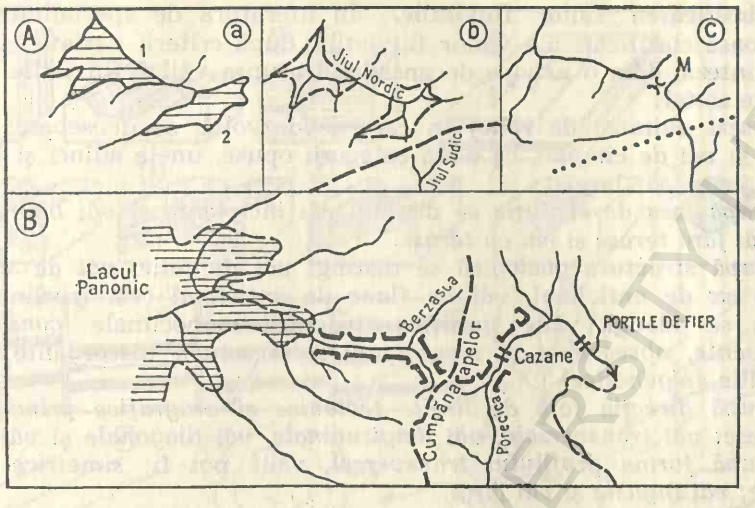


Fig. 133. Două exemple de captare:

A — captarea frontală a Jiului (după Emm. de Martonne): *a* — situația paleogeografică în miocen — cele două lacuri care ocupau Depresiunea Haţeg (*1*) şi Depresiunea Petroşani (*2*); *b* — situația după secarea lacurilor şi formarea reţelei hidrografice, care înainta pînă la creasta Carpaţilor (linia întreruptă); *c* — înaintarea Jiului sudic şi captarea părţii superioare a Jiului nordic din Bazinul Petroşani, ca urmare a mişcărilor de coborîre din Depresiunea Getică; *M* — pasul Merişor, unde se află valea părăsită, prin care se făcea legătura cu Streiul. *B* — captarea frontală din defileul Dunării (după G. Vâlsan). Situația înainte de captare. Se văd cele două sisteme de rîuri care se îndreptau în sens opus, unul spre lacul Panonic şi altul spre est, care avea un nivel mai coborît. Arterele principale curgeau pe locul strîmtorii miocene, reprezentată prin liniile groase întrerupte. Rîul oltean, mai viguros şi cu nivel de bază mai coborît, a înaintat pînă la albia rîului panonic, pe care l-a scurtat treptat pînă a atins nivelul lacului Panonic. Cu haşură orizontală este reprezentat lacul Panonic în faza de extindere maximă.

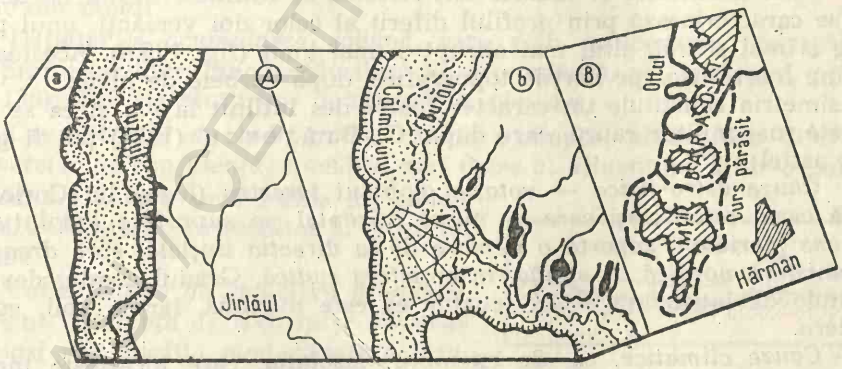


Fig. 134. Alte feluri de schimbări hidrografice:

A — procesul de deversare a albiei Buzăului în valea Jirlăului (*a* — situația înainte şi *b* — după deversarea apelor; săgeţile indică direcţia de deplasare laterală a albiei Buzăului); *B* — procesul de autocaptare a Oltului în cuprinsul Munţilor Baraolt, după autor.

4. **Clasificarea văilor fluviatile.** În literatura de specialitate există numeroase clasificări ale văilor fluviatile, după criterii variate.

Ca sinteză, dăm o privire de ansamblu asupra văilor fluviatile, împărțindu-le astfel:

a) *După unitatea de relief* în care se dezvoltă, se deosebesc: *văi de munte* și *văi de cîmpie*[1], ca două categorii opuse, unele adînci și înguste, altele joase și largi.

b) *După faza de evoluție* se disting: *văi incipiente* și *văi bine dezvoltate; văi fără terase* și *văi cu terase.*

c) *După structura geologică* se disting: *văi de falie, văi de sinclinal, văi de ax de anticlinal, văi de flanc de anticlinal* (văi izoclinale). La acestea se adaugă văile specifice structurii monoclinale *(consecvente, subsecvente, obsecvente* și *resecvente*) și structurii discordante orizontale *(văile epigenetice).*

d) *După direcția față de liniile tectonice și orografice principale* se deosebesc: *văi transversale, văi longitudinale, văi diagonale* și *văi mixte.*

e) *După forma profilului transversal,* văile pot fi: *simetrice* și *asimetrice; văi înguste* și *văi largi.*

f) *După caracterul mișcărilor tectonice,* în raport cu vechimea rețelei hidrografice se disting *văi antecedente* și *singenetice.*

g) *După rocile în care sînt tăiate,* se deosebesc: *văi epigenetice, văi carstice, văi în loess, în gresii, în argile* etc.

h) *După forma în plan* se deosebesc diferite rețele de văi: *dendritică* (arboricală), *rectangulară* (în gratii), *paralelă, inelară, convergentă, sucită* etc. Dintre toate aceste văi, în figura 135 sînt reprezentate cîteva din cele mai importante.

Dintre toate aceste categorii de văi să vedem unele din cele mai caracteristice, cum sînt văile asimetrice și cauzele lor, văile de munte și văile de cîmpie.

5. **Văile asimetrice și cauzele lor.** Acestea se întîlnesc destul de des și ele se caracterizează prin profilul diferit al celor doi versanți, unul prelung și mai scund, altul mai abrupt și mai înalt (fig. 135, *i*). Acestea se disting foarte ușor pe hărțile topografice, după curbele de nivel.

Asimetria constituie un caracter foarte des întîlnit la văi și ea se datorește mai multor cauze, care după C. Brătescu (1938) pot fi grupate astfel:

— *Cauze astro-fizice — rotația globului terestru* (legea lui Coriolis), după care: *orice corp care se mișcă orizontal pe suprafața Pămîntului, în sens meridian, suportă o deviere de la direcția inițială, spre dreapta, în emisfera nordică, și stînga, în emisfera sudică.* Gradul acestei devieri depinde de latitudine — la ecuator ea este maximă, iar la poli, egală cu zero.

— *Cauze climatice,* ca, de exemplu: *insolația,* care încălzește inegal versanții, făcînd ca văile orientate în direcția paralelelor să aibă pantele line expuse spre sud, iar cele abrupte către nord, în emisfera noastră.

[1] La acestea se adaugă a treia categorie, *văile de dealuri,* cu caractere mixte, de munte și de cîmpie.

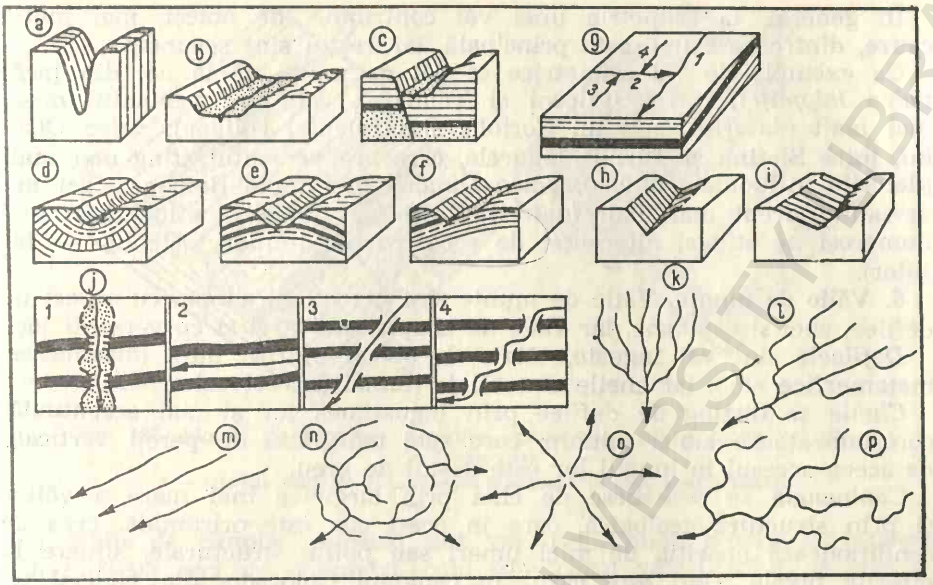


Fig. 135. Diferite tipuri de văi:
a — vale de munte; *b* — vale de cîmpie; *c* — vale de falie; *d* — vale de sinclinal; *e* — vale de anticlinal; *f* — vale izoclinală; *g* — văi în structură monoclinală (*1* — consecventă; *2* — subsecventă; *3* — resecventă; *4* — obsecventă); *j* — văi în raport cu liniile orotectonice (*1* — transversală; *2* — longitudinală; *3* — diagonală; *4* — mixtă). Diferite rețele de văi: arboricolă (*k*); rectangulară (*l*); paralelă (*m*); inelară (*n*); radiară (*o*); sucită (*p*).

Versanții expuși spre sud se eliberează mai înainte de învelișul de zăpadă, se usucă mai repede, sînt erodați mai ușor de apele de ploaie și cele din zăpezi.

— *Deflația și acumularea eoliană,* care prin spulberarea nisipurilor sau prafurilor din luncile rîurilor, le acumulează pe versantul opus (fig. 136); *direcția vînturilor dominante și ploioase.*

— *Cauze legate de hidrografie,* ca, de exemplu: *altitudinea diferită a punctelor de confluență; numărul mai mare al afluenților dintr-o parte* și *meandrele,* care prin forma lor condiționează asimetria, ca rezultat al eroziunii laterale.

— *Cauze legate de structura geologică,* cum sînt: *diferența de rocă între malurile aceluiași rîu;* poziția *monoclinală a stratelor* și *tectonica,* în special *faliile.*

— *Cauze legate de viața organică:* vegetația, *omul,* prin diferite lucrări, despăduriri etc.

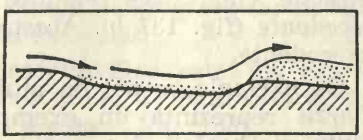


Fig. 136. Asimetrie formată prin acțiunea vîntului (săgeata indică transportul nisipului din lunca rîului pe malul opus).

În general, la asimetria unei văi contribuie, de obicei, mai multe cauze, dintre care una este principală, iar restul sînt secundare.

Ca exemple de văi asimetrice se pot da multe de la noi din țară: *valea Ialomiței,* între Urziceni și Țăndărei, care are versantul drept mai înalt (datorită legii lui Coriolis și influenței eoliene); *valea Oltului,* între Slatina și Turnu-Măgurele, care are versantul stîng mai înalt (datorită influenței eoliene), *valea Dunării* în Cîmpia Română, care are versantul drept mai înalt (datorită *legii lui Coriolis,* afluenților mai numeroși pe stînga, diferenței de rocă, parțial liniilor tectonice — faliilor).

6. **Văile de munte.** Văile de munte sînt înguste și adînci, cu aspect de defilee, chei și canioane, iar văile de cîmpie sînt largi și cu versanți joși.

Defileele sînt văi înguste, tăiate de obicei în roci dure (magmatice, metamorfice etc.), iar cheile sînt tăiate numai în roci calcaroase.

Cheile se disting de defilee prin îngustimea lor și mai accentuată, corespunzătoare albiei minore, care este mărginită de pereți verticali, de aceea accesul în lungul lor este destul de greu.

Canioanele se deosebesc de chei prin lărgimea mai mare a văilor și prin structura geologică, care în acest caz este orizontală, ceea ce condiționează apariția de mici umeri sau polițe structurale, situate la diferite nivele, cum este cazul în canionul Colorado, din podișul cu același nume.

Exemple de defilee și chei sînt multe la noi în țară: defileul Dunării de la Porțile de Fier (privit în ansamblu, în care apar două sectoare de chei tipice, *Cazanul Mare* și *Cazanul Mic,* separate între ele prin mica depresiune a Dubovei), defileul Jiului, defileul Oltului etc.

Dintre chei se pot aminti: *Cheile Turzii* (pe pîrîul Hășdate, afluent al Arieșului), Cheile Oltețului (la Polovragi), *Cheile Dîmboviței* și *Dîmbovicioarei* din zona Rucăr-Podul Dîmbovicioarei etc. (v. fig. 168).

În legătură cu felul în care se efectuează eroziunea pe verticală, care dă naștere defileelor și cheilor, există mai multe explicații, de exemplu, prin eroziune regresivă viguroasă, prin care se formează *văile de captare* (v. fig. 133), sau prin eroziune verticală, care începe în roci slabe (valea este largă), după care trece în roci dure (unde rîul are vale îngustă), cum este cazul *văilor epigenetice* sau *supraimpuse* (fig. 137, *a*). O altă explicație se referă la adîncirea treptată, pe aceeași direcție, chiar dacă regiunea se ridică încet, cum este cazul *văilor antecedente* (fig. 137, *b*). Acestea sînt uneori și văi transversale, ca și cele precedente.

Ca exemple se pot da multe, dar ne referim numai la cîteva: *Cheile Turzii* reprezintă un exemplu clasic de epigeneză; defileele Oltului, Jiului și Dunării sînt considerate de *unii* ca fiind *văi de captare* (Emm. de Martonne, G. Vâlsan) și de alții ca *văi antecedente* J. Cvjič, N. Orghidan).

În cuprinsul văilor din regiunile muntoase, terasele au o dezvoltare redusă. Acestea apar ca petice mici și mai mult ca *terase de eroziune.*

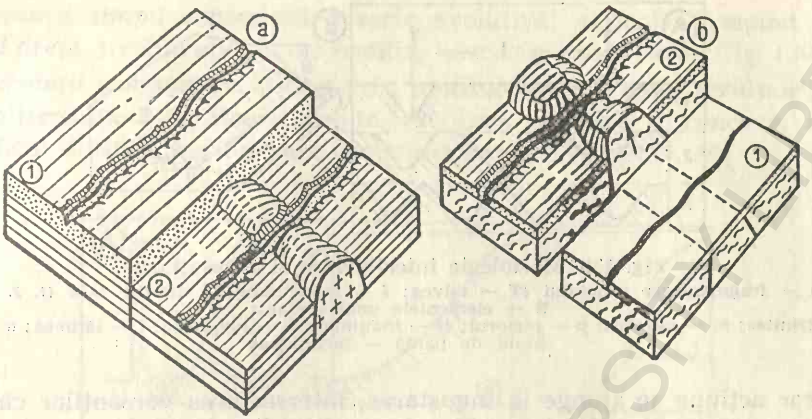


Fig. 137. Modul de formare a văilor epigenetice (*a*) și a văilor antecedente (*b*):
1 — situația inițială; *2* — situația ulterioară în care apar acestea.

7. **Văile de cîmpie.** Acestea sînt văi largi, unde luncile și terasele ating cîteva zeci de kilometri, cum este cazul văii Oltului, la sud de Slatina, sau al văii Dunării, între Hinova și Brăila. Aceste văi de cîmpie, cu dimensiuni de zeci de kilometri lățime, constituie cele mai tipice *cîmpii fluviatile de nivel de bază*, caracterizate prin forme netede, pante mici (0,1—1%), meandrarea rîurilor, albii intens aluvionate, care permit schimbarea traseului rîurilor. Tot în acest sens se pot aminti de asemenea marile cîmpii fluviatile ale Amazonului, Nilului, Ronului, Volgăi și altele.

Trecerea de la văile montane la cele de cîmpii se face prin zonele premontane, unde văile au caractere mixte.

IV. Interfluviile — cumpenile de apă

Spațiile dintre văi, a căror lățime și înălțime depind de densitatea și adîncimea rețelei hidrografice, se numesc *interfluvii.*

Acestea reprezintă în același timp și punctele cele mai înalte sau *cumpenile de apă,* numite în regiunile de cîmpii — *cîmpuri,* iar în cele de podișuri, dealuri și munți — *poduri, culmi* sau *creste.*

Între rețeaua hidrografică și numărul interfluviilor este un raport direct, în sensul că, *cu cît rețeaua este mai densă și mai adîncă, cu atît interfluviile sînt mai dese și mai înalte, și invers* (fig. 138).

Reprezentînd forme pozitive de relief, situate între două baze de eroziune locale (văile), interfluviile sînt supuse în mod permanent acțiunii de distrugere a agenților externi. Evoluția lor se face atît sub influența proceselor de eroziune pe verticală și laterală a rîurilor, cît mai ales a *proceselor de versant* (procese deluviale, gravitaționale și torențiale), sub

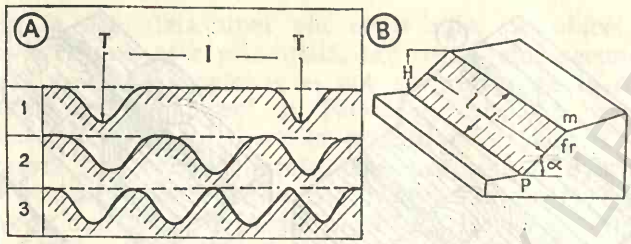


Fig. 138. Morfologia interfluviilor și versanților:
A — fragmentarea reliefului (*T* — talveg; *I* — interfluviu) în diferite faze (*1, 2, 3*).
B — elementele unui versant:
fr — fruntea; *m* — muchea; *p* — piciorul; *H* — înălțimea; *L* — lungimea; *l* — lățimea; *α* — unghiul de pantă — înclinarea.

a căror acțiune se ajunge la îngustarea, intersectarea versanților cînd au forma unor creste, după care scad ca altitudine pînă la netezirea lor completă, mai ales în regiunile înalte, muntoase.

În regiunile de cîmpii, unde interfluviile sînt joase și late, acestea reprezintă porțiuni mai stabile, un fel de *„zone neutre"*, în raport cu eroziunea fluviatilă de pe margini, care nu le afectează.

Evoluția interfluviilor este strîns legată de cea a versanților expusă mai departe.

V. Morfologia versanților

Relieful versanților este mult mai complex decît este prezentat în diferitele manuale sau tratate de geomorfologie, unde de fapt este analizat numai un singur aspect, acela al profilului longitudinal.

1. Definiție și elemente componente.

Versantul este o suprafață înclinată, care face legătura între culme (creastă) pod sau cîmp și vale sau depresiune, și care este constituită din mai multe elemente componente: *frunte* sau *lungime* (L), *lățime*, (*l*), *înălțime* (H) și *pantă sau unghi de înclinare* (α), redate în fig. 138, (*B*), la care se poate adăugă și *suprafața* ($L \times l$).

Fruntea este exprimată de profilul longitudinal, care face legătura cu suprafața superioară prin *muche* (*m*), iar la partea inferioară, prin *picior* (*p*) sau *baza de eroziune*.

2. Clasificarea versanților după forma profilului longitudinal.

Versanții se clasifică în două mari categorii după forma profilului lor longitudinal: *versanți simpli* și *versanți compuși* (fig. 139).

Versanţii simpli reprezintă o serie evolutivă, normală începînd *versantul drept*, trecînd apoi la cel *rectilin, convex* şi apoi *concav* (fig. 139, *A*), iar *versanţii compuşi* se disting prin profilul lor în trepte, rezultate dintr-o alternanţă de sectoare drepte, rectiline, convexe şi concave, după specificul durităţii rocilor care compun versantul (fig. 139, *B*).

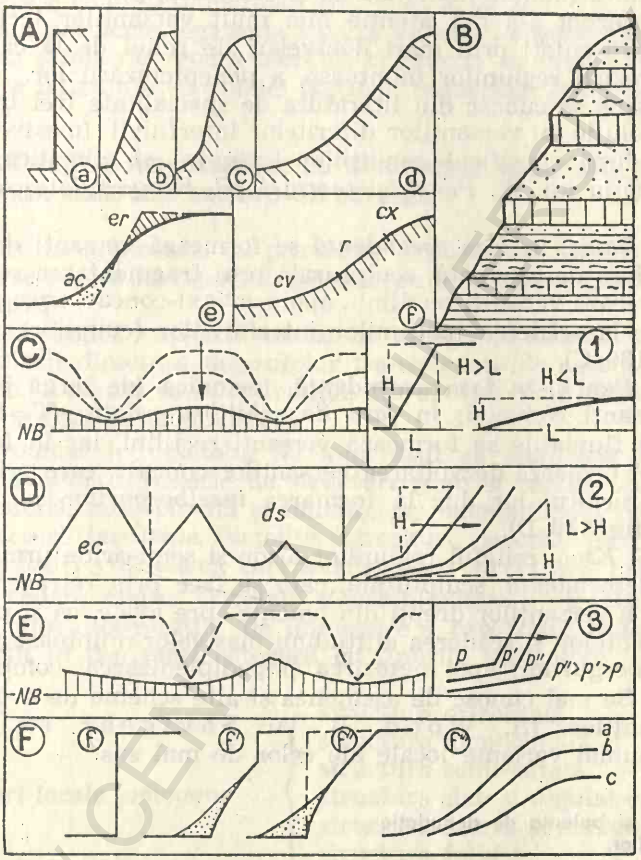


Fig. 139. Tipuri de versanţi şi evoluţia lor (în parte după R. Small):
A — versanţi simpli (*a* — abrupt; *b* — drept; *c* — convex; *d* — concav); *e* — modul cum evoluează (*er* — eroziune; *ac* — acumulare; *f* — diferite porţiuni pe un versant evoluat (*cv* — concav; *r* — rectilin; *cx* — convex); *B* — versant compus; *C* — evoluţia versanţilor şi interfluviilor, după Davis (în *1* — raportul dintre *H* şi *L* pe măsura scăderii altitudinii interfluviilor); *D* — evoluţia versanţilor după W. Penck (*ec* — faza de echilibru; *ds* — faza descendentă (în *2* — raportul dintre *H* şi *L*, pe măsura retragerii paralele a versanţilor); *E* — evoluţia versanţilor şi interfluviilor, după L. C. King (în *3* — retragerea paralelă unghiulară a versanţilor şi creşterea treptată a pedimentelor: *p*, *p'*, *p''*); *F* — evoluţia versanţilor, după A. Wood; *NB* — nivel de bază. Săgeţile indică direcţia principală de evoluţie a reliefului.

3. Geneza și evoluția versanților.

La formarea versanților contribuie toți agenții tereștri, indiferent de sursa lor (interni sau externi): *tectonica, magmatismul, cutremurele, rețeaua hidrografică, marea, ghețarii, vînturile* etc. în proporții diferite. Există cu alte cuvinte versanți: *tectonici, magmatici, de eroziune,* dar și de *acumulare* (dunele morenele au și ele versanți).

Pînă în prezent s-a dat atenție mai mult versanților tectonici și de eroziune reprezentați prin mari denivelări de relief de la care pornește evoluția netezirii regiunilor muntoase, a peneplenizării lor.

În acest sens se cunosc din literatura de specialitate trei teorii principale de evoluție a versanților diferitelor interfluvii (masive sau culmi muntoase), după specificul condițiilor tectonice și climatice: *teoria lui W. Davis teoria* lui, *W. Penck* și *teoria L. C. King,* redate, schematic în fig. 139.

După W. Davis, în *faza ascendentă* se formează versanți drepți, tectonici, iar în *faza descendentă,* sculpturală prin fragmentarea rețelei hidrografice se creează versanți rectilinii, apoi convexi-concavi care prin lungire treptată duc la scăderea înălțimilor interfluviilor (culmilor), la peneplenizare (fig. 139, C).

După W. Penck, în *faza ascendentă,* tectonică (de largă bombare) se creează versanți convecsi; în *faza de echilibru relativ* (T=D), datorită fragmentării fluviatile se formează versanți rectilini, iar în faza descendentă (T<D) urmează dezvoltarea versanților concavi, care prin retragere paralelă la piciorul lor duc la formarea *inselbergurilor* și la netezirea înălțimilor (fig. 139, D).

După L. S. King, relieful regiunilor aride și semi-aride urmează numai o evoluție *descendentă,* sculpturală, care se face prin retragerea paralelă și constantă a versanților drepți din amonte spre avale, ca și prin dezvoltarea pedimentelor și scăderea altitudinii masivelor muntoase pînă la formarea inselbergurilor, apoi netezirea și pediplenizarea completă a lor (fig. 139, E). Se mai cunosc de asemenea și alte scheme de evoluție generală a versanților (A. Wood, R. A. Savigear etc.), dar care reprezintă numai variante locale ale celor de mai sus.

4. Dinamica și balanța de denudație a versanților.

Așa după cum s-a mai arătat, versanții reprezintă porțiunile de relief cu cea mai activă morfodinamică atît prin procesele de alterare (fizică și chimică), cît și prin eroziunea și acumularea acvatică (scurgere în pînză, șiroire, torenți) sau prin gravitație (surpări, alunecări).

Desfășurarea acestor procese de pantă depinde de condițiile climatice, geologice, unghi de înclinare, vegetație, mod de expunere etc.

Ținînd seama de toate aceste elemente, *Alfred Jahn* (1954) a stabilit *balanța de denudație a versantului,* ca un raport între A (acumularea

materialelor pe versant), S (procesele de ablaţie şi deflaţie superficială) şi M (mişcarea maselor), din care se obţine o *balanţă echilibrată* cînd A=S+M; o *balanţă activă*, cînd A<S+M şi o *balanţă pasivă*, cînd A>S+M.

5. *Profilul de echilibru al versanţilor* constituie curba limită care se realizează prin evoluţie treptată de la profilul drept la cel concav, odată cu scăderea înălţimii şi creşterea lungimii versantului, de care este legată şi apariţia glacisurilor-pedimentelor (fig. 139, 1, 2, 3).

Toate aceste probleme legate de studiul versanţilor prezintă importanţă nu numai din punct de vedere teoretic, ci practic cu privire la utilizarea lor în diferite laturi ale economiei (agricol, industrial, rutier etc.).

D. RAPORTUL REŢELEI HIDROGRAFICE CU STRUCTURILE GEOLOGICE ŞI FORMAREA RELIEFULUI EROZIVO-STRUCTURAL.

Ultima parte a capitolului cu privire la acţiunea de modelare a reţelei hidrografice se referă la raportul acesteia cu structurile geologice sau cu tectonica pasivă.

Structura geologică exprimă modul de aşezare a stratelor ca rezultat fie al acumulării directe a depozitelor transportate de agenţii externi în mediul marin, lacustru sau continental, fie al dislocării stratelor iniţiale sau în urma erupţiilor magmatice.

Din cele expuse în capitolul VI s-a văzut că *tectonica* (plicativă şi disjunctivă) generează o serie de *structuri* (slab şi regulat cutată, semi-cutată, orizontală, monoclinală şi faliată), iar *magmatismul* dă naştere la diferite structuri *intruzive* (batolite, strockuri, lacolite etc.) şi *efuzive* (conuri şi podişuri vulcanice), care asociate dau structuri şi mai complexe.

Avînd în vedere marea varietate şi complexitate a structurilor geologice şi mai ales necesităţile de înţelegere a *raportului relief-structură*, le-am împărţit în trei mari categorii cu tipurile respective:

— *structuri locale, omogene*
- structura orizontală
- structura monoclinală
- structura semi-cutată
- structura slab şi regulat cutată
- structura intens şi neregulat cutată
- structura faliată
- structura eruptiv-vulcanică

— *structuri regionale-omogene* (unităţi morfo-structurale)
- structura cristalino-mezozoică
- structura flişului
- structura subcarpaţilor
- structura bazinului Transilvaniei
- structura Dobrogei de nord
- structura Dobrogei de mijloc
- structura Dobrogei de sud.

— *structuri regionale-eterogene* { socluri vechi; bazine sedimentare; lanțuri muntoase; platforme geosinclinale,

din care expunem structurile principale, începînd de la cele mai simple pînă la cele mai complexe.

I. Structura orizontală

Structura orizontală se caracterizează prin strate paralele și aproape orizontale, deoarece suprafețe perfect orizontale nu se găsesc nici chiar în procesul formării lor. Ea face parte din categoria structurilor primare, ca rezultat al sedimentării regiunilor depresionare, marine sau lacustre (bazinele sedimentare).

Structura orizontală este specifică regiunilor de cîmpie și mai ales de podișuri tipice, rezultate prin ridicarea lor în urma mișcărilor epirogene pozitive sau a mișcărilor eustatice negative.

1) *În regunile cu structură orizontală, concordantă* și strate uniforme ca litologie, relieful este constituit din *forme simetrice* (văi și interfluvii cu versanți egali), în diferite faze de fragmentare. Cînd stratele sînt constituite din calcare, atunci văile sînt înguste și adînci, cu aspect de canion, iar interfluviile simetrice (fig. 140, a). Eroziunea stratelor superioare poate duce la înlăturarea completă a primului strat dur și apoi a stratului slab de argilă nisipoasă, ajungînd să scoată la zi alt strat dur, pe

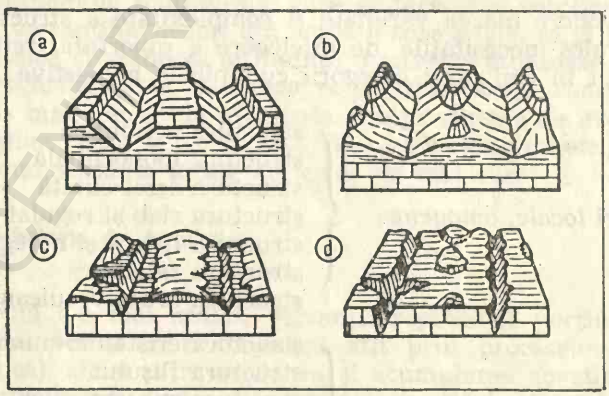


Fig. 140. Relieful dezvoltat pe o structură orizontală compusă din strate de rezistență diferită:
a — faza de văi și interfluvii simetrice; *b* — faza de martori din stratul dur; *c* — faza de distrugere completă a stratului dur; *d* — platforma sau suprafața erozivo-structurală, dezvelită pe cel de al doilea strat dur.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

care se formează o *suprafață erozivo-structurală,* cu martori rari de argilă nisipoasă (fig. 140, c, d).

Regiunea cea mai tipică din țara noastră cu structură orizontală este podișul *Dobrogei de sud,* unde placa de calcare sarmatice dă nota caracteristică.

2) *În regiunile cu structură discordantă,* formele de relief sînt mai complexe pe măsură ce văile se adîncesc și stratele de deasupra sînt îndepărtate prin eroziune.

Astfel, în structura discordantă, paralelă, văile care se adîncesc, începînd din stratele moi de deasupra și trecînd apoi în cele dure de dedesubt, au *caracter epigenetic,* iar cînd întregul pachet de strate de deasupra liniei de discordanță este înlăturat complet, atunci porțiunea descoperită poartă denumirea de *suprafață structurală fosilă exhumată* (fig. 141).

În cadrul structurii discordante unghiulare, pe măsura adîncirii văilor și a înlăturării stratelor orizontale se trece de la structura orizontală la cea monoclinală, cu formele ei specifice, în care depresiunile de contact ocupă un loc special.

II. Structura monoclinală

Aceasta poate avea fie un caracter primar, rezultat în acumularea sedimentelor pe măsura retragerii apelor marine (lacustre) sau a ridicării țărmului, fie un caracter dislocat, în urma mișcărilor tectonice.

Regiunile cele mai tipice și mai întinse din țara noastră cu structură monoclinală și strate cu rezistență diferită sînt *podișurile Moldovei* și *Someșului.*

Caracterul principal al formelor de relief dezvoltat pe structura monoclinală este *asimetria,* specifică văilor, depresiunilor subsecvente și chiar interfluviilor.

Relieful structurilor monoclinale apare sub forma unor dealuri, care au aspectul unor valuri, în raport cu gradul de înclinare și cu rezistența rocilor.

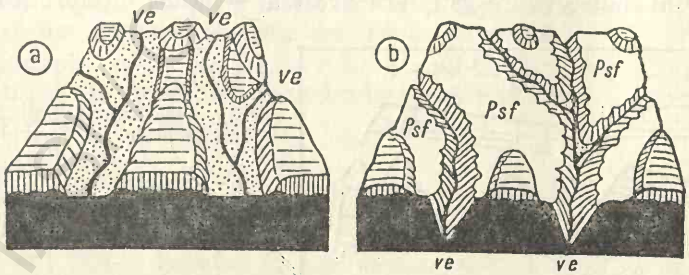


Fig. 141. Formarea văilor epigenetice (*ve*) și a suprafeței structurale fosile exhumate (*Psf*) într-o structură discordantă.

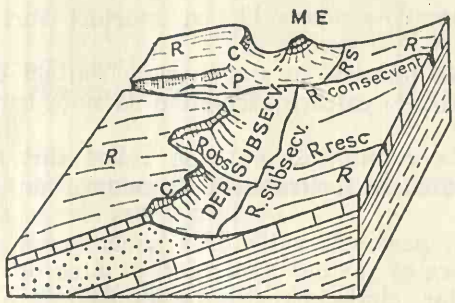


Fig. 142. Relieful structurii monoclinale:
C — cuestă-cornișa; *R* — reversul — spatele sau suprafața structurală; *P* — poartă consecventă; *ME* — martor de eroziune. Se observă de asemenea rețeaua hidrografică specifică și depresiunea subsecventă (*RS* — rîu subsecvent; *Robs* — rîu obsecvent; *R resc* — rîu resecvent.

Rețeaua hidrografică formează un sistem de văi rectangulare cu totul caracteristic, constituit din *văi consecvente* (văi simetrice), *văi subsecvente* (văi asimetrice), *văi obsecvente* (scurte și torențiale) și *văi resecvente* (văi simetrice), reprezentate și în fig. 135, *g*.

Dintre acestea, cele mai importante sînt *cuestele, văile subsecvente* și *reversul* (fig. 142).

1) *Cuestele* sînt, de obicei, forme derivate din structura monoclinală. Ele nu lipsesc nici din structurile cutate sau semicutate. Formarea lor începe de la înclinări destul de mici, 2—3°, și ajung pînă la 20°.

Cuestele reprezintă versanții mai abrupți, contrar înclinării stratelor. Versantul opus, cu înclinarea cea mai mică, este prelung și el poate avea caracter de *suprafață erozivo-structurală,* cînd corespunde cu un strat mai dur, numită și revers. Cînd valea subsecventă este largă, ea capătă aspectul unei *depresiuni subsecvente,* care atunci cînd se dezvoltă, la contactul dintre rocile sedimentare și cele metamorfice sau eruptive și are dimensiuni mari se numește *depresiune de contact.*

Plecînd de la o linie orizontală, stratele pot avea înclinări diferite, pînă la verticală (strate în picioare).

Formele de relief stau în raport direct cu gradul de înclinare a stratelor; astfel, cînd ele sînt *orizontale* condiționează formarea suprafețelor eroziv-structurale, iar cînd sînt *verticale* dau naștere la forma de *bare,* de *colonade,* de *creste* etc. (fig. 143).

Cuestele pot fi *simple* sau *duble, îndepărtate* sau *apropiate,* însoțite de depresiuni subsecvente sau fără acestea — adică au formă de cueste

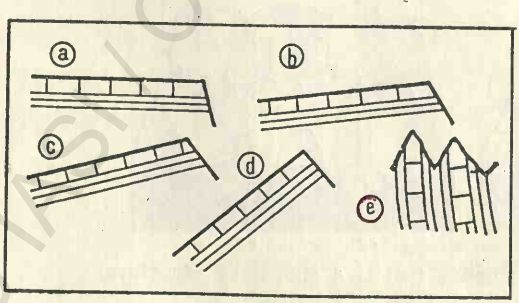


Fig. 143. Raportul dintre înclinarea stratelor și formele de relief specifice:
a — suprafața orizontală; *b* — cueste în stratele slab înclinate; *c* — idem, mai înclinate; *d* — hogback; *e* — relief de bare, dezvoltat pe strate verticale.

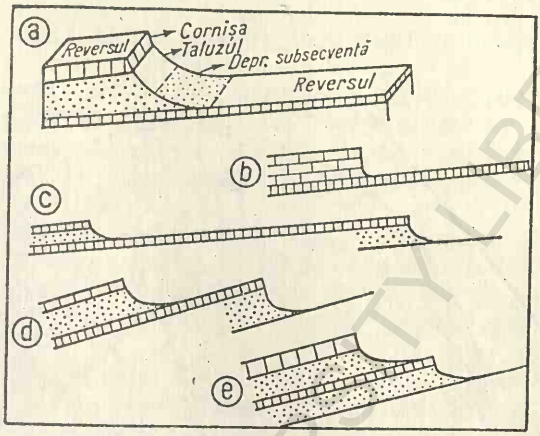


Fig. 144. Diferite tipuri de cueste (după A. Cholley — R. Clozier):
a — cuesta clasică sau normală și elementele ei; *b* — cuestă masivă și fără depresiunea subsecventă; *c* — cueste îndepărtate; *d* — cueste apropiate; *e* — cuestă dublă.

masive (fig. 144). Un *tip aparte* îl constituie *cuestele unghiulare* (P. Coteț, 1957).

2) *Depresiunea subsecventă* este o zonă adăpostită, cu un microrelief specific, de martori de eroziune, rîpe obsecvente și porți sau chei consecvente (v. fig. 142).

3) *Suprafețele erozivo-structurale* reprezintă porțiunile slab înclinate, care corespund stratelor dure de pe interfluvii sau de pe versanții prelungi ai văilor subsecvente din regiunile monoclinale sau din alte structuri. Cele mai tipice se întîlnesc în structura monoclinală și corespund porțiunilor denumite *revers*.

III. Structura semicutată sau în domuri

Această structură este caracteristică la noi părții centrale a Podișului Transilvaniei.

Relieful domurilor se caracterizează în primul rînd prin prezența cuestelor inelare, așezate în trepte la periferia domului, ca și prin rețeaua de văi tot inelară, cu porți consecvente și depresiuni subsecvente, la care se adaugă depresiunea centrală denumită *butonieră*.

Ca exemplu se poate da domul Șincai-Crăești din Cîmpia Transilvaniei, unde sistemul de văi secundare reflectă forma generală de largă bombare a acestuia (fig. 145).

IV. Structura cutată regulat

Structura cutată regulat este și mai complexă decît structurile precedente. În această situație complexitatea crește de la cutele simple și drepte la cele deversate, înclinate, culcate și faliate.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

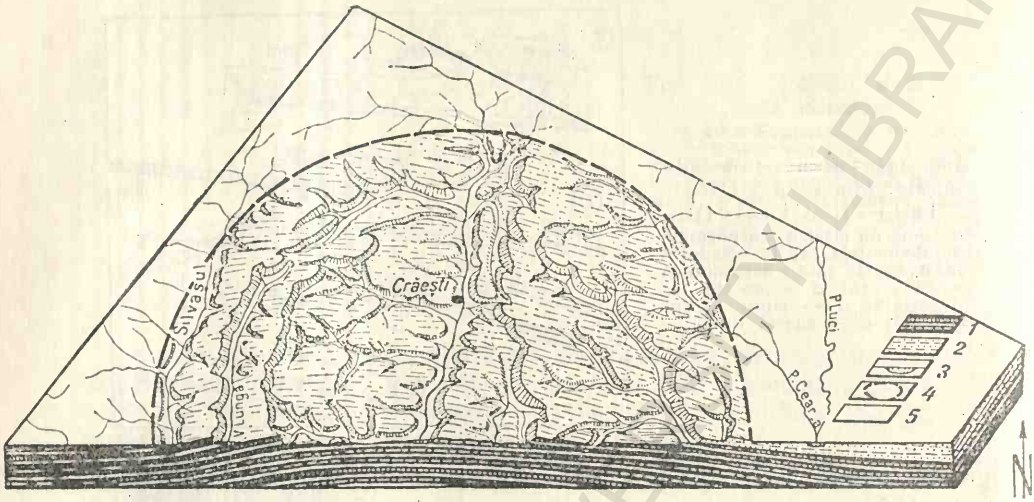


Fig. 145. Relieful specific structurii în domuri — domul Șincai-Crăești din Cîmpia Transilvaniei (după autor):

1, 2 — depozitele sedimentare de molasă mai dure pe care se înscrie relieful de cueste; *3* — depozite aluvionare; *4* — conturul domului; *5* — zona înconjurătoare.

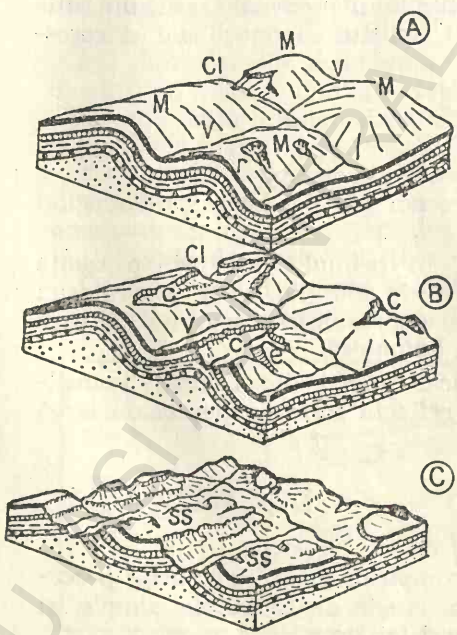


Fig. 146. Relieful dezvoltat pe structura cutată și evoluția lui:

A — relieful conform structurii cutate (*M* — munte, deal; *V* — vale, depresiune; *r* — ruz; *Cl* — cluse-chee, defileu; *c* — combe-vale de anticlinal sau butonieră; *B, C* — evoluția structurii cutate, începînd de la văile de anticlinale și pînă la inversiunea de relief, cu sinclinale suspendate SS.

Fig. 147. Relieful de eroziune din regiunile cutate, suprafața topografică *(ST)*, situată mai jos decît suprafața geologică.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Între relief și structura cutată se pot stabili, în ansamblu, două raporturi:

— *Un raport de concordanță,* cînd relieful reflectă direct specificul structurii cutate, formele pozitive fiind date de anticlinale, iar cele negative, de sinclinale; aceasta constituie *relieful cutat conform* sau *relieful tectonic cutat* (fig. 146, *A*), adică suprafața geologică corespunde cu suprafața topografică sau morfologică:

— *un raport de discordanță,* cînd relieful nu reflectă de loc specificul structurii geologice, fiind în dezacord cu ea, deoarece retează atît anticlinalele, cît și sinclinalele, formînd o *suprafață de eroziune,* deci un relief de eroziune (fig. 147), cînd suprafața topografică este situată sub cea geologică.

Între aceste două situații extreme (una care exprimă relieful tectonic de cutare și alta relieful de eroziune (dezvoltat pe structura cutată), există diferite faze de eroziune treptată a anticlinalelor pînă la *relieful inversat,* care constă din sinclinale suspendate și văi sau depresiuni de anticlinale (fig. 146. *C*).

Formarea reliefului inversat începe prin dezvoltarea unor mici văi pe flancul anticlinalelor, numite *ruz,* care prin creștere treptată pot reteza complet anticlinalul și atunci formează o vale transversală, un mic defileu sau o *vale de tip cluse* (fig. 146, *A*).

Perpendicular pe văile de tip *ruz* și *cluse,* în lungul anticlinalelor se pot forma *văi de anticlinal,* care pot ajunge pînă la dimensiunea unor depresiuni, numite *combes* sau *butoniere,* cum sînt, de exemplu, depresiunile Aninei (Banat) și Guruslăului (Podișul Someșan).

Prin dezvoltarea paralelă a două butoniere, anticlinalele pot fi erodate complet în lungul lor, ajungînd ca nivel de bază sub nivelul sinclinalului învecinat (care este mai înalt) și capătă astfel caracter de *sinclinal suspendat.* Exemple de sinclinale suspendate sînt numeroase la noi și dintre care amintim pe cele din munții Piatra Craiului, Bucegi, Piatra Mare, Ciucaș, Ceahlău etc.

Tipul de rețea hidrografică, specific regiunilor cutate regulat, este cea în gratii, longitudinală pentru ramurile principale și perpendiculară pentru cele secundare; nu lipsesc nici sectoarele transversale pentru rețeaua principală (v. fig. 135, *I*).

V. Pînzele de șariaj

Ele reprezintă structurile cutate cele mai complexe și din care sînt de reținut două noțiuni tectonice, inițiale, *pînza* și *autohtonul,* și alte două noțiuni derivate, mórfologice — *fereastra* și *clipa* (peticul de acoperire).

Complexitatea reliefului dezvoltat pe astfel de structuri intens cutate depinde în primul rînd de numărul și dimensiunile pînzelor (fig. 148).

În cazul a două pînze de șariaj, frontul pînzei superioare constituie un abrupt tectonic, care domină partea mai joasă a autohtonului și

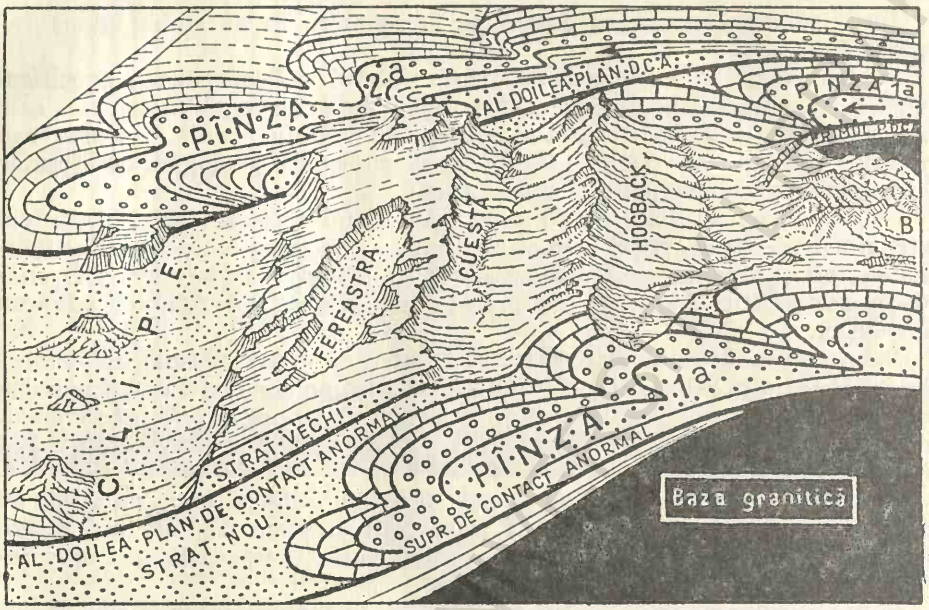


Fig. 148. Relief dezvoltat într-o zonă cutată cu două pînze de șariaj, cu baza granitică (după A. Lobeck): *pe pînza întîia* se observă scoaterea la zi a fundamentului granitic sub forma unui masiv (*B*), formarea reliefului erozivo-structural de hogback și cuestă, precum și a reliefului de eroziune (cu fereastră și clipe); pe *pînza a doua* se vede relieful larg ondulat, dezvoltat conform structurii.

care formează cumpăna apelor de pe cei doi versanți ai munților. Datorită eroziunii, în fruntea pînzelor se poate dezvolta un relief de bariere, colonade etc. (v. fig. 49, *c*), iar flancul întins al pînzei reprezintă o largă suprafață structurală (v. pînza doua din fig. 148).

Prin văile transversale afluente rețelei hidrografice principale, pînza este fragmentată, luînd astfel naștere *ferestre* și *clipe*, cu dimensiuni variate, precum și diferite forme erozivo-structurale, cueste, hogback-uri etc. (pînza întîia din fig. 148).

În cazul mai multor pînze de șariaj, cum este cazul în Carpații Orientali, problemele sînt și mai complexe, eroziunea descoperă diferitele suprafețe de contact ale acestora, scoțînd astfel la iveală formele erozivo-structurale foarte variate, la care se adaptează rețeaua hidrografică în evoluția ei în timp și spațiu (v. fig. 51, sus).

Autohtonul reprezintă partea constituită din roci care nu au luat parte la mișcare și peste care a fost împinsă pînza. Acesta poate fi scos la zi parțial sau total, în raport cu intensitatea eroziunii sub influența climei, rocilor și a mișcărilor tectonice, cum este mai ales ca-

zul zonei muntoase Almăj-Retezat-Parîng din Carpații Meridionali, unde pînza getică a fost erodată aproape în întregime, excepție făcînd numai munții Cernei și Godeanu, care în prezent constituie două mari clipe (v. fig. 51, jos).

Acest fapt dovedește că acțiunea agenților externi a fost foarte puternică după efectuarea șariajului în cretacic, erodînd toată partea superioară a edificiului carpatic pe adîncimi diferite. Eroziunea a scos astfel la iveală în fereastră chiar granitele și aureola lor de roci metamorfice, ce aparțineau autohtonului, distrugînd pe mari întinderi orice urmă a pînzei getice.

Relieful actual al Carpaților Meridionali este mult diferit de cel inițial, creat de structura pînzei getice, fiind constituit din numeroase forme de eroziune diferențială, precum și din forme de netezire.

Indiferent de mărimea și forma pînzelor, acțiunea agenților externi poate reteza totul, ajungînd la formarea unei *peneplene* (v. fig. 49, *f*).

De reținut, în concluzie, este faptul că relieful inițial al pînzelor de șariaj este foarte greu de reconstituit, iar rețeaua hidrografică actuală este în completă discordanță cu acesta (D. D. Burileanu, 1937—1938).

Priviți in ansamblu, Carpații Românești se caracterizează prin *numeroase pînze de șariaj* și chiar unele digitații, de vîrste diferite, așa cum rezultă din *schița tectonică a României*, de *I. Dumitrescu și M. Săndulescu (1970)*, redate în fig. 148, B.

- *Munții Apuseni*
  - *pînze mezocretacice*
    - — *pînzele de Codru și Arieșeni*
    - — *pînza de Biharia.*
  - *pînze mezo și neocretacice*
    - — *pînza de Trascău.*
- *Carpații Meridionali și Munții Banatului*
  - — *pînza Getică.*
  - — *pînza de Severin*
- *Carpații Orientali*
  - *pînze mezo și neocretacice*
    - — *pînzele transilvane*
    - — *pînzele centrale*
    - — *pînza de Ceahlău*
  - *pînze neogene-stirice*
    - — *pînza flișului curbicortical*
    - — *pînza șisturilor negre* (Audia)
    - — *pînza de Tarcău*
    - — *digitația unității marginale*
    - — *pînzele unității transcarpatice.*

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

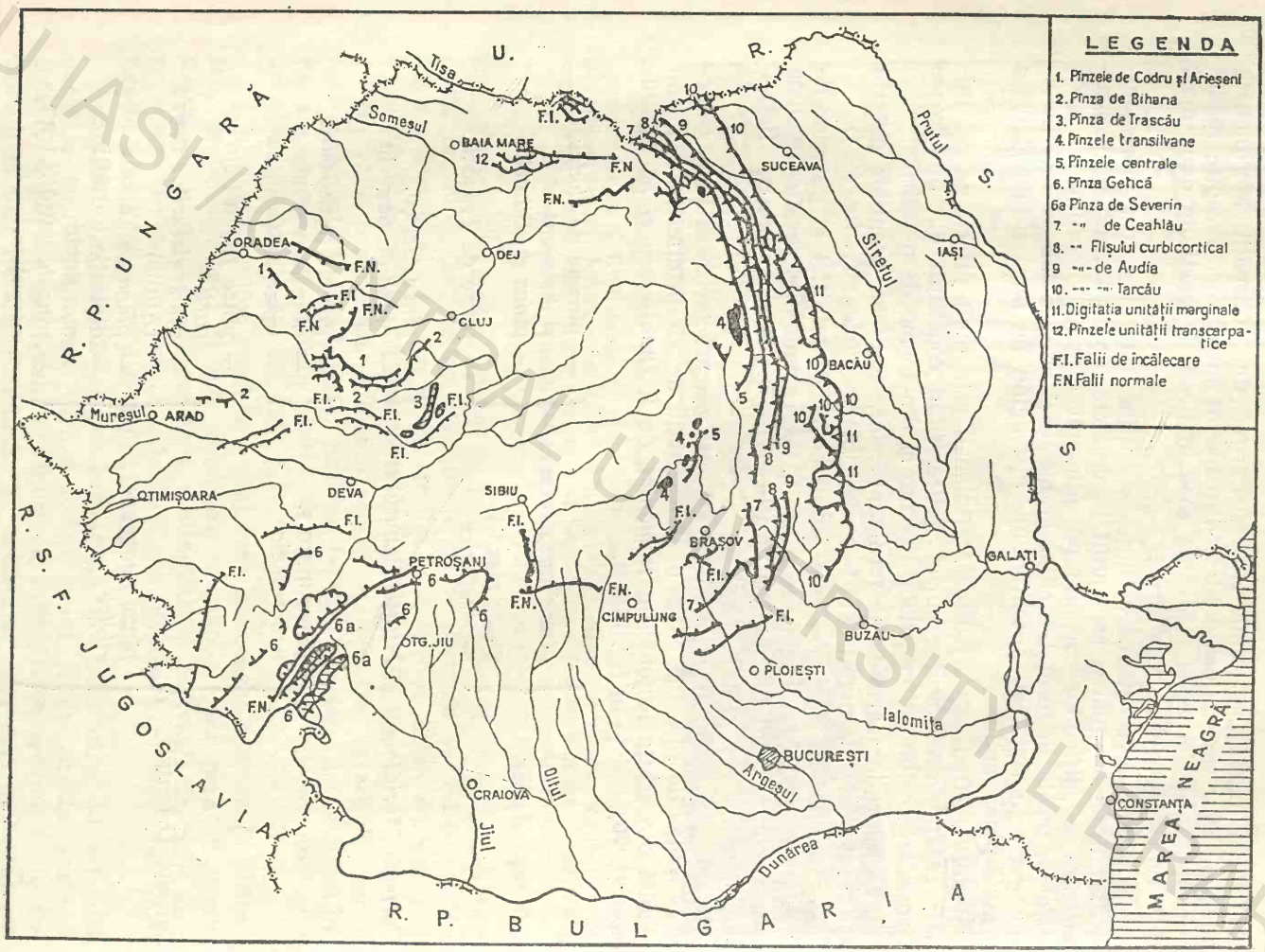


Fig. 148, B. Pînzele de șariaj din Carpați.

BCU IAȘI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

VI. Structura diapiră

Aceasta constituie un alt tip de structură cutată. Ne referim aici la *cutele diapire în sare,* care influențează relieful prin mișcări largi de boltire și prin microdepresiuni carstice, cînd sîmburele diapir este erodat.

Astfel de cute se întîlnesc la noi mai ales în Subcarpații Moldovei și de Curbură, precum și la periferia depresiunii Transilvaniei.

În general, se poate spune că diapirele de sare influențează relieful nu atît prin sistemul de cute, cît prin litologia și mișcarea de migrare a sîmburilor saliferi, care au un important rol neotectonic, deformînd în special terasele, cum sînt terasele Mureșului în regiunea Reghin.

VII. Structura faliată

Trecerea de la structura cutată la cea faliată se face prin *flexuri,* care dau naștere la denivelări de relief cu valori diferite.

Raportul dintre relief și falii poate fi analizat în două cazuri: *întîi* cînd este vorba de falii simple și în al *doilea* cînd apar sisteme de falii.

1) *Faliile simple* sînt caracterizate prin denivelări de relief, *de natură tectonică,* care se produc în lungul planului de falie, avînd lungimi și înălțimi diferite.

Rețeaua hidrografică poate avea față de această denivelare tectonică două poziții — *una longitudinală,* conformă faliei respective, caz în care valea rîului are caracter de *vale tectonică de falie* (cum este, de exemplu, valea Cernei în zona Herculane sau valea Dunării între Iuți — Orșova și *alta transversală,* adică în discordanță cu falia, cînd se formează denivelări sau rupturi de pantă sau chiar cascade, la trecerea de la aripa ridicată la cea scufundată (fig. 149).

Aripa ridicată constituie partea supusă acțiunii intense a eroziunii fluviatile, datorită rețelei hidrografice laterale, care o fragmentează sub formă de pinteni, simetric aliniați.

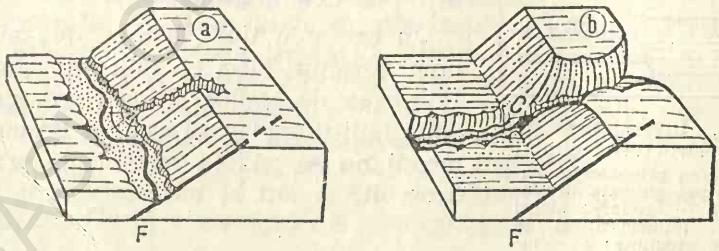


Fig. 149. Raportul văilor fluviatile cu faliile:
a — vale longitudinală; *b* — vale transversală; *c* — cascadă; *F* — falii.

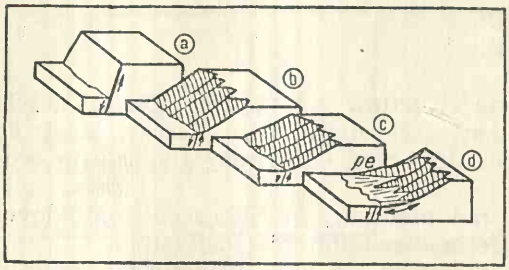


Fig. 150. Evoluția unei denivelări din lungul unei falii:
a — situația inițială după efectuarea denivelării produse de falie și dezvoltarea unei văi longitudinale la contactul dintre cele două compartimente; *b* — formarea pintenilor aliniați prin eroziunea afluenților laterali; *c* — erodarea mai accentuată a aripei ridicate; *d* — formarea unui glacis de eroziune (*p e*) și acoperirea lui cu conuri de dejecție.

Cel mai tipic exemplu în acest sens îl reprezintă latura sudică a Masivului Poiana Ruscă, tăiată în pinteni cu fațete triunghiulare de către văile afluente ale Bistrei, instalată în lungul unei falii.

Prin fragmentarea și reducerea treptată a pintenilor formați pe aripa înaltă a faliei, la baza acesteia poate lua naștere un piemont, *un glacis de eroziune,* care face ca denivelarea tectonică să nu mai corespundă cu denivelarea morfologică, care o înlocuiește treptat peste tot (fig. 150).

2) *Sistemele de falii* reprezintă asociații de diferite aspecte, prin care se formează *structura faliată, cu grabene și horsturi.*

Faliile pot fi *paralele între ele* (atunci ele generează prin ridicări sau coborîri horsturi și grabene mai simple, deschise la cele două capete) sau *încrucișate,* sub formă de gratii (în acest caz, ele dau naștere la horsturi și grabene delimitate din toate părțile de falii).

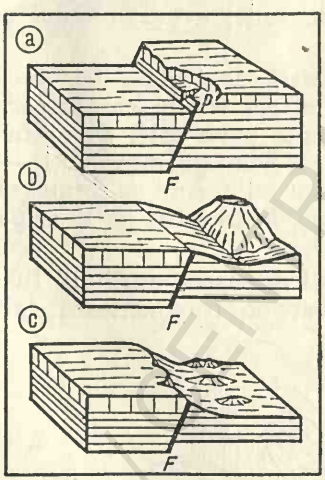


Fig. 151. Inversiunea de relief în structura faliată:
a — formarea prispelor în cuprinsul aripei ridicate a faliei (*p*); *b* — erodarea aripei ridicate și reducerea ei la martori de eroziune; *c* — inversarea aripilor faliei (cea ridicată devine depresiune, iar cea coborîtă rămîne suspendată.

Prin sistemele de falii se formează *munți de tip bloc,* sau cum mai sînt denumiți *munți de ruptură.*

Relieful dezvoltat în lungul faliilor sau pe structura-bloc este un relief conform trăsăturilor tectonice inițiale.

Datorită eroziunii progresive și îndelungate, relieful tectonic de ruptură poate fi nivelat și peneplenizat, horsturile fiind aduse astfel la nivelul grabenelor.

Un exemplu tipic la noi de nivelare a unor structuri-bloc, cu falii importante, este Dobrogea de Mijloc și de Nord, unde cele două falii (Capidava-Tașaul și Pecineaga-Camena) nu se văd în morfologie prin nimic deosebit.[1]

[1] Pe latura de nord a Dobrogei în lungul faliei Galați—Tulcea apare o denivelare morfologică bine exprimată în relief.

Tot sub influența eroziunii, cînd diferența de rocă este mare, se poate ajunge chiar la *inversarea unei falii,* aripa ridicată devenind joasă, și invers (fig. 151).

O alternanță de horsturi și grabene sau un *sistem de structuri bloc* (reprezentate prin masive muntoase și prin depresiuni deluroase sau cu aspect de cîmpie) se întîlnește la noi în țară pe latura de vest a Carpaților Occidentali, începînd cu Munții Plopiș (Răz) și ajungînd pînă în Munții Banatului (M. P a u c ă, 1954).

Grabenele reprezintă bazine sau fose de intensă scufundare, de acumulare a depozitelor detritice pe grosimi mari și de convergență a rețelei hidrografice.

În acest sens, dăm ca exemplu *sistemul cu grabene de la curbura internă a Carpaților Orientali,* reprezentat prin depresiunea Bîrsei, cu compartimentele ei: *Zărnești-Feldioara, Brașov-Sf. Gheorghe și Tg. Secuiesc.*

Ca un tip aparte se desprinde *structura faliată pe linii paralele,* sub formă de blocuri aplecate și care imprimă reliefului în părțile mai ridicate aspectul unor *cueste de ordin tectonic.*

VIII. Structura vulcanică sau eruptiv-efuzivă[1]

Revărsarea materialelor magmatice (lavă, cenușă, aglomerate etc.) determină formarea unei structuri vulcanice. Ea este o structură inițială (primară) și care poate avea două etaje: *unul inferior,* format din podișuri vulcanice, constituite din aglomerate vulcanice, tufuri vulcanice în amestec cu diferite depozite sedimentare, și *unul superior* sau *aparatul vulcanic propriu-zis,* cu un con vulcanic și craterul respectiv (fig. 152).

Din acest complex vulcanic, pe primul plan stă *conul vulcanic,* care se caracterizează prin depresiunea centrală a craterului (de obicei, cu un lac pe suprafața ei) și rețeaua externă radiară. Aceste văi, numite *barrancos,* separă o serie de suprafețe înclinate de formă triunghiulară sau trapezoidală, numite *planeze.*

Prin eroziunea regresivă, marginea craterului este știrbită și lacul vulcanic este drenat. În craterul știrbit se formează o rețea convergentă. La noi, cea mai mare parte a craterelor vulcanice a fost drenată, cu excepția *craterului Sf. Ana,* (unde se află lacul cu același nume).

Conul vulcanic este distrus treptat de eroziune și în locul lui apare o depresiune circulară cu cueste, dezvoltate pe aglomerate și care privesc spre interior, iar din coșul vulcanic rămîne numai un stîlp, numit *neck.* În felul acesta se ajunge la inversiunea de relief, specifică regiunilor vulcanice foarte evoluate sub raport sculptural (fig. 153).

În relieful vulcanic de la noi se disting două regiuni, *una* formată din munții *Oaș-Gutîi,* unde aparatele vulcanice au fost intens erodate,

[1] Sub raport geomorfologic, aceasta este cea mai expresivă structură eruptivă, structurile intruzive fiind expuse în capitolul VII.

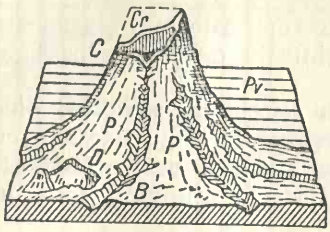


Fig. 152. Relieful vulcanic:
Pv — etajul podişurilor; *C* — etajul aparatelor (conurilor) vulcanice (*Cr* — crater; *B* — barrancos; *P* — planeze; *D* — dyke).

Fig. 153. Inversiunea de relief în structura vulcanică:
c — cueste; *n* —neck.

şi *alta* reprezentată de munţii *Călimani-Harghita,* cu conuri bine păstrate şi cu dimensiuni mari (craterul Saca-Tătarca din Munţii Gurghiului are diametrul de la vest la est de 5 km şi este drenat de pîrîul Secuiul).

Toată această gamă de forme ale reliefului derivat (din care am prezentat pe cele mai importante) şi care au rezultat din suprapunerea acţiunii reţelei hidrografice peste structurile geologice, *constituie relieful erozivo-structural.* Acesta face trecerea de la relieful iniţial (tectonic sau structural) la cel de eroziune (specific fazei de netezire totală sau de peneplenizare), aşa cum se va vedea mai departe.

IX. Structurile regionale omogene (unităţi morfostructurale)

Acestea sînt asociaţii mai mari, care raportate la teritoriul ţării noastre se suprapun unităţilor cristalino-mezozoice din Carpaţi, structurilor Dobrogei de mijloc şi nordice (structuri cutate şi bloc), flişului, Subcarpaţilor şi podişului Transilvaniei (structuri cutate în mod diferit), podişului Someşan (structuri slab cutate şi monoclinale), podişurilor Moldovei şi Getic (structuri monoclinale), Dobrogei de Sud, Cîmpiei Române şi Cîmpiei Vestice (structuri orizontale), toate redate schematic în figura 154.

X. Structurile regionale-eterogene (unităţile geostructurale sau geotecturale)

Acestea sînt diferite după sursa de informare folosită. Astfel, după literatura geologică franceză se disting: *socluri vechi, bazine sedimentare şi lanţuri muntoase.*

1. *Soclurile vechi* reprezintă apariţia la zi a fundamentului metamorfozat şi granitizat, acoperit cu rare petice sedimentare, mezozoice sau neozoice, intens peneplenizat.

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

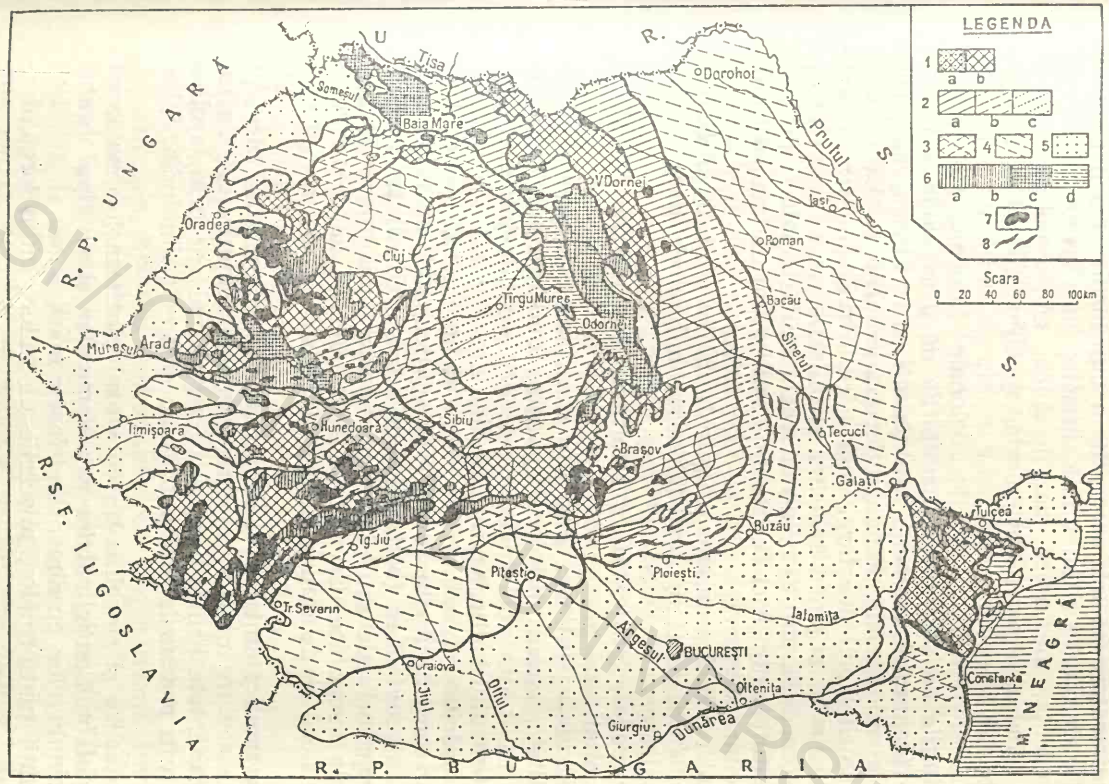


Fig. 154. *Schița tipurilor sau unităților morfostructurale ale* României.

1. *Morfostructuri intens cutate și fracturate* sub formă de blocuri (*a* — în zona baikaliană și hercinică-chimerică a Dobrogei; *b* — în zona carpatică);
2. *Morfostructuri cutate* (*a* — intens cutate și fracturate în zona flișului; *b* — cutate în diferite grade (de la intens la slab), cu diapire în zona neogenă și semicutate (domuri) în bazinul Transilvaniei).
3. *Morfostructuri slab cutate și monoclinale.*
4. *Morfostructuri monoclinale.*
5. *Morfostructuri orizontale,* predominant formațiuni aluvionare și loessoide, cu excepția Dobrogei de Sud, unde sînt calcaroase.
6. *Morfostructuri magmatice* (*a* — intruzive, lacolite; *b* — efuzive mezozoice; *c* — efuzive neozoice; *d* — piroclastice).
7. Petice din cuverturile mezozoice ce se impun prin reliefuri caracteristice, ruiniforme, în special carstice.
8. Cute diapire.

BCU IASI

2. *Lanţurile muntoase* constituie unităţile cele mai înalte ale continentelor formate în urma cutărilor alpine, a ridicărilor verticale foarte intense, cu relief predominant tectonic.

3. *Bazinele sedimentare* se întîlnesc atît în cuprinsul soclurilor vechi, cît şi al lanţurilor muntoase şi au vîrste diferite, ele reprezentînd vechi regiuni de subsidenţă, mezozoică sau neozoică, cu aspect de depresiuni şi întinse reliefuri erozivo-structurale, specifice cuverturilor sedimentare şi cu litologie variată.

După literatura sovietică, structurile regionale-eterogene sînt reprezentate prin *unităţile de platformă şi unităţile de geosinclinal.*

1. *Platformele* (denumite *cratoane* sau *unităţi de cratogen)* sînt cele mai întinse unităţi majore ale domeniului continental şi în care predominante sînt mişcările tectonice largi, marile ridicări (bombări) şi coborîri, de tipul anteclizelor şi sineclizelor, ca şi falierile.

În acelaşi timp, acestea sînt şi cele mai vechi unităţi majore ale continentelor, constituite din roci cristaline sau granitice, acoperite de cuverturi sedimentare subţiri.

Platformele mai cuprind de asemenea şi cele mai vechi unităţi de orogen ale globului (precambriene, caledonice şi hercinice), dar care au fost însă peneplenizate.

Din punct de vedere structural, platformele cuprind la rîndul lor următoarele subunităţi:

a) *scuturile* — ridicări întinse, largi sub formă de bombături, cu cea mai mare stabilitate, care reprezintă apariţia fundamentului precambrian la zi (constituit din roci metamorfice sau eruptiv-intruziv, granite), aşa cum este scutul baltic, scutul canadian etc.

b) *Plitele* sau *plăcile* reprezintă cuvertura sedimentară, acoperitoare a fundamentului, constituită din formaţiuni subţiri paleozoice şi mezozoice, sub formă de *anteclize* (bolte line de tip anticlinal) şi *sineclize* (structuri concave, sinclinale sau plate) cu depozite mai groase şi chiar mai noi decît cele mezozoice. Ca exemple de antecliză se poate da la noi Dobrogea de nord şi de mijloc, iar ca sinecliză, Depresiunea Bîrladului.

c) *Corpurile magmatice* sînt destul de reduse şi ele apar de obicei pe laturile marginale sau în interior, în lungul zonelor rupturale (cele intruzive fiind reprezentate prin *silluri, dyke-uri* şi mai rar prin lacolite, iar cele efuzive, prin *podişurile de bazalt,* cum sînt cele din India, Siberia Centrală etc.

În afară de anteclize şi sineclize, în cuprinsul platformelor mai apar cute largi, de *tipul brahianticlinalelor* sau *domurilor* şi de *tipul brahisinclinalelor* sau *chiuvetelor,* cu dimensiuni foarte mari.

Datorită rigidităţii platformelor, mişcările de faliere au o largă dezvoltare.

Sub raport geomorfologic, în cuprinsul platformelor predomină relieful cu energie redusă, *cîmpiile* şi *podişurile de eroziune* (peneplenele) şi apoi *munţii de ruptură* sau *bloc.* Nu lipsesc *cîmpiile de acumulare,* dezvoltate de obicei în cuprinsul sineclizelor sau grabenelor.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Relieful erozivo-structural se întîlnește destul de des (cueste, suprafețe structurale, inversiuni de relief) în cuprinsul cuverturilor sedimentare ale anteclizelor și sineclizelor, brahianticlinelor și brasinclinalelor, precum și la contactul masivelor cristaline sau eruptiv-intruzive cu cuverturile sedimentare, unde apar *depresiunile de contact* sau *subsecvente.*

Horsturile reprezintă munții bloc caracteristici unității de platformă, cu înălțimi de obicei mici, datorită intensei acțiuni rupturale, și mai ales celei neotectonice.

La noi, podișul Dobrogei cu munții lui reziduali, podișul Moldovei și Cîmpia Română (în cea mai mare parte) aparțin unității de platformă.

2. *Geosinclinalele* reprezintă opusul platformelor din punct de vedere structural, adică unitățile cu o mare mobilitate tectonică, cu un magmatism intruziv și efuziv larg dezvoltat, și cu un relief cu o energie mult mai mare. Acestea apar de obicei între două unități de platformă, fie continentale (cum este geosinclinalul alpino-himalaian), fie una continentală și alta oceanică (de exemplu geosinclinalul american).

Noțiunea de geosinclinal este folosită aici în sensul ei adevărat, adică atît ca zonă de scufundare submarină și de acumulare a sedimentelor, cît și de cutare și ridicare a munților adică de orogeneză.

De aici dezacordul ce există între diferiți geologi care folosesc noțiunea de geosinclinal în sens complex și cei care socotesc că cele două noțiuni de geosinclinal și orogen sînt sinonime, ceea ce este greșit, *orogeneza reprezentînd numai stadiul final sau de formare a munților propriu-ziși* (cutarea și ridicarea acestuia).

Geosinclinalele spre deosebire de platforme au întinderi mai reduse, sub formă de fîșii înguste, dar foarte lungi, care ajung uneori la sute și mii de km lungime, cu porțiuni mai ridicate sau mai adînci.

În afară de sedimentarea subsidentă, de cutare și ridicare, în formarea munților un rol foarte important îl are *magmatismul* (intruziv și efuziv), generat de marile falii subcrustale de pe fundul geosinclinalului sau de pe marginile lui, la contactul cu platformele și care acționează ritmic.

În afară de magmatism, geosinclinalele sînt însoțite și de o intensă activitate seismică, ceea ce mărește și mai mult mobilitatea acestora.

La, noi, Carpații aparțin, unității geosinclinalului alpin, care a funcționat în mai multe faze de sedimentare și cutare, în paleozoic, mezozoic și paleogen, însoțite concomitent de magmatismul hercinic și alpin, cu structurile specifice sau chiar precambriene.

Din punct de vedere geomorfologic, geosinclinalele (respectiv zona ridicată de orogen) sînt mult mai complexe, *relieful pozitiv* de masive și culmi reprezintă o asociație mai mare sau mai mică de structuri simple (de cutare, bloc și magmatice de diferite feluri), afectate sau nu de mișcări de faliere, cu morfostructuri conforme sau inverse, cu cueste și suprafețe structurale, cu masive lacolitice, aparate vulcanice etc. ce reprezintă întreaga serie a formelor derivate, eroziv-structurale, specifice atît zonei cristalino-mezozoice și de fliș, cît și celei eruptive.

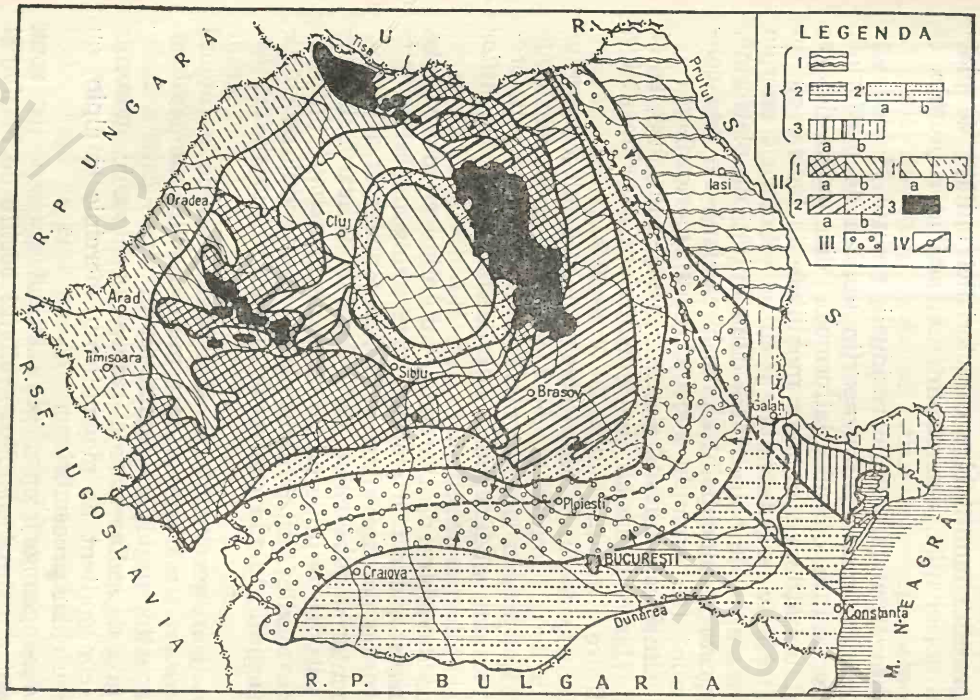


Fig. 155. *Schița tectonică a României (după N. Oncescu, I. Dumitrescu — M. Săndulescu, N. Grigoraș, D. Preda și alții)*, în interpretarea autorului.

I. *Unitatea de platformă:*
1. Regiuni cu fundament precambrian la adîncime medie;
2. Regiuni de cutare paleozoică și mai veche, la zi;
2′. Regiuni de cutare paleozoică și mai veche, în fundament;
3. Regiuni de cutare hercinico-chimerică (*a* — la zi; *b* — în fundament, la mare adîncime).

II. *Unitatea de geosinclinal:*
1; Regiuni de cutare mezo- și neocretacice (*a* — la zi pe mare întindere; *b* — la zi în petice mici, prinse în depozite neozoice);
1′. Masive interioare cristalino-mezozoice (*a* — în fundament la adîncime mare și mijlocie; *b* — idem — la adîncime mijlocie și mică);
2. Regiuni de cutare neocretacică și neozoică (*a* — fliș; *b* — Subcarpați și depresiunea Transilvaniei);
3. Regiuni neovulcanice.

III. *Zona de contact dintre geosinclinal și platformă.*
IV. *Axa zonei de contact.*

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Relieful negativ al depresiunilor interioare este condiționat în primul rînd de tectonică, de prezența foselor sau grabenelor, dominate de cadrul înalt muntos (de exemplu depresiunile Bîrsei, Petroșani, Hațeg, Transilvaniei etc.). Ultima prezintă un relief derivat, bine dezvoltat pe domuri și pe cute diapire.

Nu lipsesc din zona cristalino-mezozoică a Carpaților, *munți bloc*, reprezentați în special prin masivele cristaline, hercinice încorporate orogenului alpin, în individualizarea cărora neotectonica a jucat un rol foarte important.

În concluzie, geosinclinalele reprezintă sub raport geomorfologic unitățile muntoase, regionale, eterogene, de tip tectono-magmatic, iar platformele, unitățile de cîmpii și podișuri, cu rare masive muntoase de tip bloc sau reziduale (peneplene).

Extinderea mai mare a platformelor (respectiv a peneplenelor) corespunde cu noțiunea de progresie a cratonizării și a netezirii continentelor, variată în timp și spațiu (P. Michot, 1965).

Ca sinteză dăm în fig. 155, *a* schița tectonică a Republicii Socialiste România cu cele două mari unități *de geosinclinal* (unitatea carpatică) și de *platformă* (unitatea extracarpatică, de vorland).

E. TEORIA NETEZIRII REGIUNILOR CU CLIMAT TEMPERAT UMED

Prima generalizare în legătură cu geneza și evoluția reliefului sub acțiunea agenților externi a fost făcută de W. M. Davis (1899), care a elaborat *teoria ciclului de eroziune* sau *teoria peneplenei.*

Dar ce reprezintă ciclul de eroziune?

Ciclul de eroziune sau *ciclul geografic* (după unii, ciclul geomorfologic) reprezintă schimbările pe care le suferă o regiune într-un timp îndelungat, începînd de la o suprafață inițială și pînă la o suprafață finală.

Cele trei elemente de bază ale ciclului de eroziune sînt: *structura, procesul* și *stadiul.*

1) *Structura* reprezintă elementul geologic pe care lucrează eroziunea (agenții externi).

2) *Procesul* reprezintă diferiți agenți externi (rîuri, valuri, ghețari, vînturi etc.), care acționează la suprafața Pămîntului.

3) *Stadiul* reprezintă fazele de evoluție prin care trece orice regiune supusă acțiunii agenților externi. Cele trei stadii principale au fost denumite *tinerețe, maturitate* și *bătrînețe* (în comparație cu lumea organică), concretizate de G. Vâlsan (1930) după cum urmează mai departe.

Tinerețea se caracterizează printr-un relief viguros. La început, la suprafața netedă a terenului, apa stagnează, se formează lacuri și nu poate eroda. Mai tîrziu, ea se organizează în torenți, pe măsură ce apare o pantă. Cu timpul se formează cascade în lungul torenților.

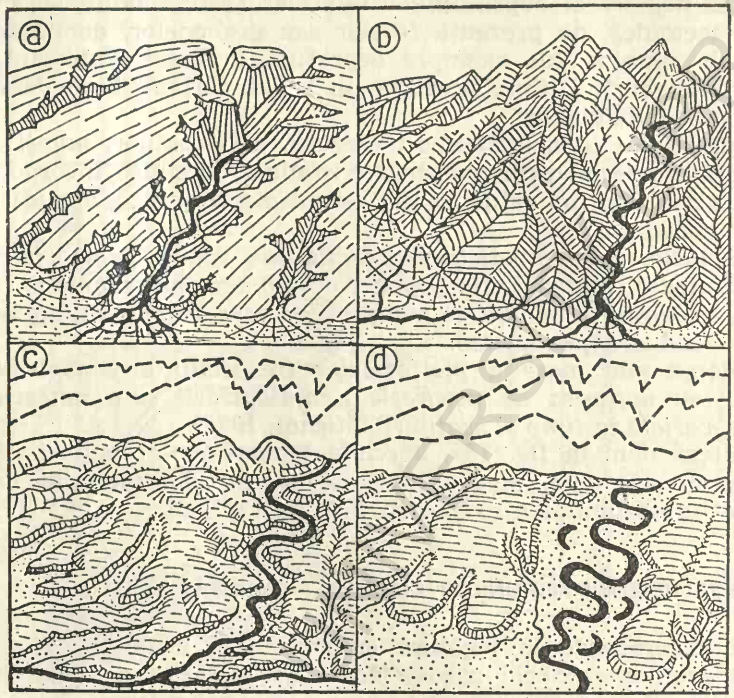


Fig. 156. Evoluția ciclică a reliefului sub acțiunea apelor curgătoare (după G. Vâlsan):

a — faza tinereții (predomină suprafața primitivă; văile au profil în „V" ascuțit, în care curg ape vijelioase, rețea hidrografică puțin înrămurată și cu conuri de dejecție numeroase; *b — faza de maturitate,* cu văi foarte ramificate în formă de „V" deschis și separate prin creste care au creat versanți echilibrați, și scurgere regularizată; *c — altă fază de maturitate,* mai înaintată cu trecere spre faza de bătrînețe; văile sînt largi, cu lunci, iar conurile de dejecție au rămas suspendate sub formă de terase false; interfluviile s-au rotunjit și au coborît ca înălțime; *d — faza bătrîneții,* care corespunde cu formarea peneplenei — o suprafață ușor ondulată, asemănătoare unei cîmpii acoperite cu soluri groase, sub care se află uneori o structură foarte complicată; din loc în loc se ridică martori de eroziune (monadnockuri) și predomină degradarea rețelei hidrografice.

Văile se accentuează. Forma lor este de „V" ascuțit. Pe pante au loc alunecări, prăbușiri, procese legate de forma dreaptă a versanților.

Rețeaua hidrografică este puțin înrămurată. Torenții depun materialele sub formă de conuri de dejecție la gura văilor. Materialele transportate sînt grosiere, apele cad din treaptă în treaptă, fac cascade și prezintă repezișuri.

Suprafața inițială predomină asupra crestăturilor făcute de rețeaua hidrografică (fig. 156, *a*).

Maturitatea se caracterizează prin alte elemente morfologice. Profilul longitudinal al rîurilor se apropie de echilibru. Alături de eroziunea în adîncime se dezvoltă și eroziunea laterală.

Relieful este fragmentat la maximum. Drenajul reţelei hidrografice este completat prin captări.

Formele de relief ating cea mai mare diferenţiere prin sistemul de văi mai numeroase şi prin fragmentarea sub formă de creste a suprafeţei iniţiale.

Relieful se adaptează aproape perfect la structură şi apar diferite forme structurale derivate. Văile devin largi, cu lunci şi terase (fig. 156, *b, c*).

Bătrîneţea reprezintă stadiul cu cea mai mare durată. Fundul văilor se lăţeşte şi se ridică datorită acumulării intense. Rîurile fac meandre, îşi părăsesc şi despletesc cursurile pe interfluvii, înălţimile descresc continuu sub acţiunea agenţilor externi, care se intensifică pe versanţi.

Contactul cu structura se pierde treptat, datorită faptului că pe pantele domoale se formează un sol gros, din cauza alterării rocilor, şi care constituie un adevărat înveliş. Reţeaua hidrografică este în general degradată. Suprafaţa regiunii apare întinsă şi plană, din care se ridică rari martori de eroziune (fig. 156, *d*), denumiţi *monadnock*-uri sau *cornete*.

Prezenţa lor se datoreşte fie rocilor mai rezistente, fie tectonicii. Această suprafaţă finală, de eroziune, rezultat al unui ciclu de eroziune, este *peneplena*, redată schematic în figura 157.

În formarea peneplenei, evoluţia reliefului se face *descendent* prin fragmentarea efectuată de reţeaua hidrografică şi netezirea interfluviilor sub influenţa proceselor gravitaţionale şi a eroziunii în suprafaţă (pluvio-nivale).

Evoluţia ciclică a reliefului este reluată ori de cîte ori regiunea peneplenizată este afectată de mişcări de ridicare, sau de coborîre a nivelului de bază, de unde rezultă *evoluţia policiclică*.

Peneplena este o *cîmpie sau un podiş de netezire* larg ondulată, rezultată din înlăturarea unor mase enorme de materiale şi dominată de mici înălţimi deluroase (*monadnock-uri* sau *cornete*). Suprafaţa ei morfologică se află totdeauna sub suprafaţa geologică iniţială, cutată.

Pentru realizarea unei peneplene este necesar un timp foarte îndelungat (de multe milioane de ani) şi o mare stabilitate relativă a regiunii şi a nivelului de bază.

Un exemplu de peneplenă tipică la noi este *Podişul Casimcei*, dezvoltat pe şisturile verzi, la care a contribuit însă destul de mult şi abraziunea marină în decursul timpurilor geologice.

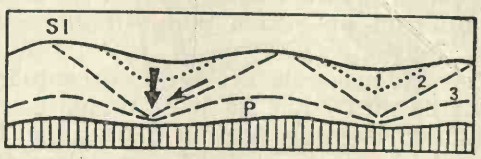


Fig. 157. Schema formării peneplenei după W. M. Davis. Săgeţile indică adîncirea văilor şi scăderea treptată a versanţilor:
1, 2, 3 — diferitele faze de evoluţie; *SI* — suprafaţa iniţială; *P* — peneplena.

După W. M. Davis, fiecare agent extern acționează ciclic, de aceea se poate vorbi de un ciclu fluviatil sau normal, de un ciclu litoral, glaciar, arid și carstic, fiecare cu legile lui proprii.

Noi socotim că peneplena, așa cum a fost concepută de Davis, nu este numai rezultatul ciclului de eroziune normal, ci al întregei acțiuni a agenților externi.

De asemenea, trebuie arătat că denumirile stadiilor date de el (tinerețe, maturitate și bătrînețe), pentru care este mult criticat astăzi, au fost foarte necesare la timpul acela, prin ele Davis reușind să introducă ideea evoluției în lumea anorganică, așa cum făcuse Lamark pentru lumea organică.

Prin aceste denumiri, spune Al. Dimitrescu-Aldem (1915), „Davis dă viață lumii anorganice, scăpînd geografia pentru totdeauna de balastul prezentării fiecărui fenomen ca ceva gata și de sine stătător".

Acesta este *marele merit al lui* Davis, care a reușit să învingă ideile fixiste ale timpului de atunci în domeniul geomorfologiei și s-o pună pe bază evoluționistă.

Deși criticată astăzi pentru faptul că a separat cele două faze principale ale formării reliefului — *faza ascendentă* sau *tectonică* și *faza descendentă* sau *sculpturală* — și că n-a ținut seama mai mult de climă, *teoria lui Davis a însemnat un mare progres* pe drumul înțelegerii schimbărilor permanente ale reliefului sub acțiunea agenților externi.

Pentru a nu produce unele confuzii în legătură cu sensul general pe care trebuie să-l acordăm noțiunii de *peneplenă*, socotim că pentru suprafețele de netezire, rezultate din acțiunea de modelare a rețelei hidrografice, este mai nimerit termenul de *panplenă* (C. H. Crickmay, 1933) sau de *fluvioplenă* (P. Coteț, 1966).

În concluzie, sistemul de modelare a regiunilor temperate umede cuprinde *acțiunea predominantă a rețelei hidrografice,* care duce în primul rînd la fragmentarea verticală și orizontală a reliefului primar, la formarea sistemelor de văi și interfluvii, creînd în același timp numeroși versanți), apoi *acțiunea areolară* pe interfluvii și versanți, prin procesul de spălare deluvială, și *acțiunea proceselor de pantă,* foarte active și complexe, toate condiționate de ritmul sezonier impus de climă.

Fragmentarea pe verticală sau formarea văilor reprezintă cea mai puternică acțiune a denudației, iar spălarea deluvială (pluvială), cea mai extinsă acțiune a denudației în regiunile temperate umede.

Datorită acestui fapt, sistemul de modelare a acestor regiuni este în primul rînd *un sistem pluvio-fluviatil,* în sensul lui D. W. Johnson (1940).

De asemenea este necesar să accentuăm și asupra faptului că acțiunea fluviatilă nu trebuie înțeleasă numai ca rezultat al rîului, ci al întregului organism, care este *bazinul hidrografic.* În cadrul acestuia sau pe bazine mai mici se poate distinge *o modelare fluviatilă de tip montan* (cu pre-

dominarea eroziunii pe verticală), *de tip piemontan* (cu predominarea eroziunii laterale pe mici distanțe și acumulare de conuri aluvio-proluviale) și *de tip nivel de bază* (cu predominarea eroziunii laterale și acumulării longitudinale pe mari distanțe).

F. ZONA INTERTROPICALA – DE PADURE ECUATORIALA ȘI DE SAVANA

I. Considerații generale

Această zonă se distinge atît prin climatul specific ecuatorial și subecuatorial, unde pe primul plan stă elementul *precipitații*, cît și printr-o morfologie cu totul aparte, rezultat al îmbinării complexe *a acțiunii pluviale, chimice, fluviatile și de pedimentație*, care constituie *sistemul de modelare tropicală*. Alături de vegetația diferită (pădure și savană), un alt element caracteristic al peisajului tropical îl constituie *solurile roșii* (v. fig. 96).

Spălarea și transportul intens în suprafață, condiționate de cantitatea mare de apă prin precipitații și *alterarea chimică* a tuturor rocilor, l-au

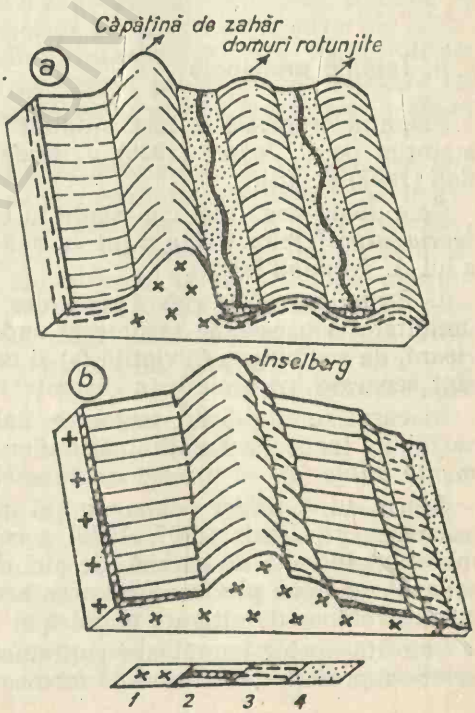


Fig. 158. Tipuri de relief din zona intertropicală:
(*a* — din zona ecuatorială; *b* — din zona de savană); *1* — rocă nealterată; *2* — cuirasă de alterare; *3* — rocă alterată — argilă roșie; *4* — aluviuni (profilele geologice după M. Derruau).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

făcut pe *A. Cholley* (1959) *să considere că peneplenizarea reliefului are în zona tropicală umedă, un caracter mai stabil şi mai progresiv* în raport cu zonele temperate umede sau subtropicale.

În zona intertropicală apare relieful *mamelonar, cu martori convecşi,* de tipul *„căpăţînilor de zahăr"*, a *domurilor rotunjite* sau *inselbergurilor,* ce domină întinse podişuri cu aspect de *pedimente* sau de *suprafeţe structurale,* acoperite cu cruste dure, ferallitice (fig. 158), denumite *carapace* sau *cuirase de alterare* (orizonturi dure de cimentare constituite din oxizi de fier şi mangan, cu grosime de la cîţiva cm pînă la un metru şi ceva). Formarea cuiraselor ferallitice, cu mare întindere, mai ales în savane, este legată de variaţia şi de circulaţia apei freatice.

Cuirasele acestea dure apar şi în zonele tropicale uscate, deşertice, unde au însă *caracter feruginos.*

Solurile roşii tropicale, în special cele de savană, sînt lipsite aproape complet de baze şi de cea mai mare parte a silicei, dar în schimb sînt bogate în sesquioxizi hidrataţi.

Alterarea chimică este foarte puternică şi ea generează *o scoarţă de alterare de tip lateritic,* a cărei grosime atinge uneori zeci şi chiar sute de metri.

Datorită acestui fapt se consideră că alterarea chimică reprezintă agentul principal al netezirii reliefului din zona intertropicală.

II. Teoriile principale

Planaţia tropicală a fost studiată de numeroşi specialişti, între care amintim pe *O. Jessen* (1936), *J. Büdel* (1957), *C. Cotton* (1961), *A. Trendall* (1962) şi alţii.

Cele două teorii mai cunoscute în explicarea planaţiei tropicale sînt — *teoria suprafeţelor duble a lui J. Büdell* (1957) şi *teoria nivelării chimice* a lui *A. Trendall* (1962).

1. *Prima teorie* se referă mai ales la relieful din zona de savană, cu umiditate şi uscăciune sezonieră, unde cele două suprafeţe — *cea superioară,* de acumulare fluviatilă (a) şi *cea inferioară,* de alterare chimică (b) sînt separate între ele prin distanţe mici, de numai 30—60 m (fig. 159).

În cazul unei ridicări tectonice slabe sau moderate, ambele suprafeţe se reduc, iar pe versanţii înălţimilor care le domină se formează *pedimente duble* (c), ca urmare a proceselor de alterare şi spălare (fig. 159).

Teoria lui *J. Büdel* este susţinută în prezent mai ales de *C. Cotton.* De asemenea *H. Louis* (1957, 1959) socoteşte că planaţia tropicală are loc mai mult în zona de savană (de aici denumirea dată de el — *planaţie de savană),* unde se produce netezirea accentuată a versanţilor în urma proceselor intense de alterare chimică şi de transport în suprafaţă.

Datorită apelor curgătoare supraîncărcate cu aluviuni şi albii înălţate, aceste suprafeţe de netezire se formează de obicei la altitudini mari.

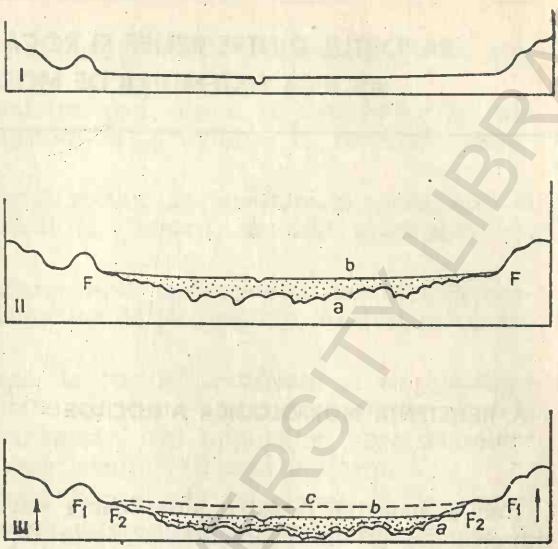


Fig. 159. Planaţia tropicală şi formarea suprafeţelor de netezire duble cu fazele lor (după J. Büdel):

I — imaginea generală de suprafaţă; *II* — imaginea de adîncime (*a* — suprafaţa inferioară, bazală, de alterare; *b* — suprafaţa superioară, de acumulare fluviatilă; *F* — pedimente laterale, duble); *III* — imaginea de ansamblu după ridicarea regiunii (vezi săgeţile): *a* — suprafaţa bazală, inferioară; *b* — suprafaţa superioară actuală; *c* — fosta suprafaţă superioară; F_1, F_2 — pedimente laterale, duble (trepte tăiate în masa muntoasă înaltă).

2. *A doua teorie* scoate în evidenţă rolul nemijlocit al procesului de alterare în formarea reliefului de savană, cu întinse interfluvii netede.

Prin netezire chimică, A. Trendall înţelege acţiunea comună a alterării chimice şi a spălării superficiale în cuprinsul scoarţei de alterare. Nivelarea sau scăderea altitudinii interfluviilor are loc în urma levigării unor mari cantităţi de fier în timpul procesului de alterare ce se desfăşoară în condiţiile oscilării sezoniere a apelor freatice şi a fragmentarii primare prin eroziune.

Peisajul general al zonelor de păduri ecuatoriale şi de savană este reprezentat prin *relieful pediplenizat* sau *bornhardts, de domuri şi inselberguri, însoţite de pedimente şi depresiuni concave, cu linii domoale,* care-l deosebesc de liniile ascuţite ale aceluiaşi tip de relief din cuprinsul zonei uscate, deşertice, unde este de fapt mai caracteristic (fig. 160).

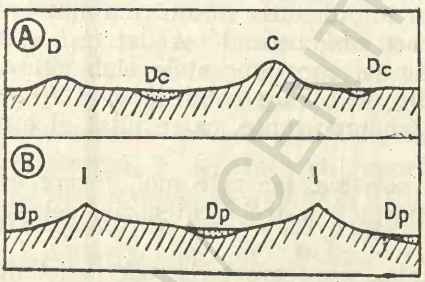


Fig. 160. Aspecte din relieful pediplenizat al regiunilor tropicale umede (*A*) şi uscate (*B*);

— *relief pozitiv insular* cu profile convexe (*D, C*) şi cu profile ascuţite (I, I);

— *relief negativ,* depresiuni (*Dc, Dp*), dominate de formele precedente.

După unii geografi (J. Dresch, J. Tricart), relieful pediplenizat al savanelor este un relief relict, moştenit din timpul unei aridităţi mai accentuate.

În concluzie, relieful zonei intertropicale se caracterizează prin *forme domoale, cu martori convecşi, pedimente cuirasate, versanţi convecşi şi depresiuni concave, ca rezultat al predominării proceselor de alterare chimică şi de spălarea în suprafaţă.*

Capitolul X

RAPORTUL DINTRE RELIEF ŞI ROCĂ CU PRIVIRE SPECIALĂ ASUPRA SISTEMULUI DE MODELARE CARSTICĂ

A. REZISTENŢA MORFOLOGICA A ROCILOR

Rocile scoarţei terestre sînt foarte variate sub raport petrografic şi mineralogic şi ele reprezintă o serie de proprietăţi chimico-mineralogice, care le fac să se comporte diferit la acţiunea proceselor externe, iar ca rezultat, şi relieful care se dezvoltă pe ele este destul de diferit.

Rezistenţa la eroziune a rocilor constituie caracteristica principală a rocilor în studiul reliefului şi este cunoscută sub denumirea de *rezistenţă morfologică*[1]. Pentru stabilirea acesteia este necesară cunoaşterea următoarelor însuşiri ale rocilor: *duritatea, permeabilitatea* şi *impermeabilitatea, solubilitatea, stratificaţia, şistuozitatea, grosimea* şi *poziţia stratelor, fisurarea.*

Duritatea rocilor permite separarea acestora în două categorii: *roci dure,* care opun o rezistenţă mai mare la eroziune (aşa cum sînt cuarţitele, bazaltele, porfirele, calcarele silicioase, gresiile compacte, conglomeratele cu ciment silicios), care dau întotdeauna forme impunătoare, văi înguste, culmi şi creste înalte, şi *roci moi,* uşor de erodat (aşa cum sînt calcarele cochilifere, şisturile argiloase, conglomeratele slab cimentate, marnele, argilele, loessul, nisipurile etc.), care condiţionează forme domoale, lipsite de contraste şi denivelări importante, ca rezultat al eroziunii diferenţiale.

În ansamblu, rocile dure dau *forme pozitive,* iar cele moi, *forme negative.* Între rocile dure şi cele moi există o a treia categorie, cele cu tărie medie.

Permeabilitatea este o altă proprietate care caracterizează rezistenţa morfologică a rocilor.

În general, rocile fine, argiloase, marnoase şi compacte, cele eruptive, cristaline sînt *impermeabile,* iar cele macrogranulare (pietrişuri,

[1] Mai complet se poate spune „rezistenţa fizico-chimico-morfologică", expusă în parte şi în cap. III.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

conglomerate, nisipuri) sînt *permeabile*. Şi diaclazarea contribuie de asemenea la slăbirea rezistenţei rocilor.

Solubilitatea reprezintă capacitatea rocii de a fi dizolvată. Ea este specifică calcarelor, sării şi gipsului şi contribuie la formarea reliefului carstic.

Stratificaţia este specifică numai rocilor sedimentare şi contribuie la dezvoltarea diferenţială a eroziunii şi alterării, datorită alternanţei de strate cu alcătuiri diferite.

Şistuozitatea uşurează pătrunderea apei meteorice şi dezvoltarea şanţurilor de eroziune în lungul planurilor de şistuozitate. Acelaşi rol îl are şi *clivajul*.

Grosimea stratelor influenţează, la rocile stratificate şi cu alcătuire litologică diferită, procesele de alterare şi eroziune. Acolo unde stratele sînt mai groase, relieful este mai masiv, mai impunător, spre deosebire de porţiunile cu strate subţiri, unde acesta este mai uniform.

Poziţia stratelor are o influenţă importantă în sensul că, în regiunile cu strate orizontale, eroziunea diferenţială se manifestă numai în lungul văilor, iar la cele verticale cu rezistenţă diferită, pe toată suprafaţa lor, dînd naştere la forme de bare sau de creste zimţate, cu pereţi abrupţi.

Fisurarea (diaclazarea) contribuie mult la orientarea eroziunii pe diferite direcţii, în special la rocile eruptive, metamorfice şi sedimentare, calcaroase. Fisurile fie că sînt de natură externă sau internă, ele dirijează apele de suprafaţă să pătrundă în interior. Acestea influenţează, în special, direcţia reţelei hidrografice minore, a lapiezurilor, dolinelor, avenelor, canalelor subterane etc.

De asemenea, mai interesează şi alte proprietăţi, cum sînt: *tasabilitatea* (în special la loess şi rocile loessoide), *plasticitatea, capacitatea de absorbţie, umflarea lor.*

Nu trebuie uitată nici *vîrsta rocilor* (roci precuaternare şi cuaternare), care ne dă indicaţii asupra transformărilor diagenetice (în special, cimentarea) şi metamorfice suferite de acestea. Cele mai tinere sînt rocile cuaternare, roci în general friabile, uşor de erodat.

Ca sinteză, în legătură cu raportul dintre relief şi rocă, ţinînd seama şi de cele expuse în capitolul III, dăm tabelul 9, în care se poate constata gradul de rezistenţă a rocilor pe categorii, clase şi tipuri, după A. Lobeck, M. M. Protodiakonov[1] şi autor.

Dintre toate rocile prezentate cele care se impun mai mult în relief printr-o mare varietate de forme, atît la suprafaţă cît şi în interiorul scoarţei, sînt *calcarele,* al căror sistem de modelare se dezvoltă după legi cu totul specifice.

[1] Citat de I. Popov (1959).

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Tabelul 9

Gradul de rezistență		Tipul de rocă	Relieful specific
Categoria	Clasa		
I	Rocile cele mai tari	Cuarțite, jaspuri, bazalte	Creste reziduale, martori de eroziune, abrupturi, stîlpi
	Roci foarte tari	Roci intruzive și efuzive, fin granulare, calcare silicioase, gresii foarte compacte, cu ciment cuarțos	Forme semețe, abrupturi, creste — forme pozitive înalte
	Roci tari	Roci eruptive mediu și macrogranulare, gresii compacte, calcare, dolomite	Reliefuri pozitive mai uniforme, dar totuși bine diferențiate, forme carstice
II	Roci cu tărie medie	Diferite gresii, calcare, șisturi argiloase, conglomerate, brecii etc.	Forme pozitive mai puțin pregnante, forme carstice
	Roci destul de moi (slabe)	Gresii necompacte, calcare cochilifere, marne, argile, sare, cretă, conglomerate slab cimentate etc.	Forme coborîte, negative și haotice pe versanți, forme carstice
III	Roci slabe	Loess, depozite loessoide, argile nisipoase	Forme netede, cu abrupturi în lungul văilor, forme clastocarstice
	Roci foarte slabe, sfărîmicioase	Nisipuri, pietrișuri, bolovănișuri	Relief coborît și uniform

B. SISTEMUL DE MODELARE CARSTICĂ (SISTEM INTRAZONAL).[1] CARSTUL ȘI CARSTIFICAREA

Așa cum s-a văzut din expunerea cu privire la raportul dintre rocă și relief, rocile solubile prezintă caractere cu totul aparte prin modul lor de comportare la acțiunea agenților externi și de aceea le consacrăm o tratare mai largă decît celorlalte roci.

[1] Semnalăm aici apariția cursului general de *„Geomorfologie carstică"* de lector dr. *I. D. Ilie* (1970), o sinteză asupra tuturor problemelor legate de carst și cu o largă aplicare la țara noastră.

BCU IAȘI CENTRALA UNIVERSITY LIBRARY

Începem această parte mai întîi cu lămurirea termenilor de bază — *carstul şi carstificarea*[1] — două noţiuni destul de apropiate ca sens, dar totuşi distincte prin conţinut.

Carstul este un complex natural etajat (de suprafaţă şi de adîncime) generat de acţiunea predominantă a apei în cuprinsul rocilor solubile (calcare, dolomite, gips, sare)[2], iar *carstificarea* exprimă *sistemul morfogenetic*, specific rocilor solubile, care constă din acţiunea complexă a proceselor de dizolvare[3], dezagregare, pluvio-denudaţie, eroziunea apelor curgătoare, prăbuşiri, tasări etc., a căror dinamică este condiţionată în special de sistemele de diaclaze, de cantitatea de apă şi de gravitaţie.

Noţiunea de *carst* vine de la denumirea Podişului Karst din Carintia (nordul Munţilor Dinarici).

Carstul este legat în primul rînd de rocă, de aceea este un *fenomen intrazonal*. El se dezvoltă în toate zonele climatice, la orice altitudine şi în roci solubile, de compoziţie şi vîrstă diferite. Clima imprimă numai ritmul diferit al dinamicii carstice, legat de acţiunea apelor de suprafaţă şi subterane, de diaclazarea şi de dizolvarea rocilor.

Spre deosebire de restul reliefului continental, care se dezvoltă numai la suprafaţa uscatului, cel carstic se formează şi în interiorul scoarţei terestre, iar *carstificarea* atinge dezvoltarea maximă cînd cele două feluri de carsturi (extern şi intern) se contopesc prin suprapunere.

Apele de suprafaţă şi subterane sînt răspunzătoare în primul rînd de ansamblul reliefului carstic, dar acţiunea lor se desfăşoară în condiţii şi după legi specifice, deosebite de cele ale apelor curgătoare din restul reliefului continental. *Dinamica carstului se suprapune în cea mai mare parte cu dinamica apelor carstice.*

Sub raport geomorfologic, carstul este un complex de forme de suprafaţă şi subterane specifice (lapiezuri, pîlnii, doline, uvale, depresiuni de tasare, văi oarbe, chei, canioane, grote, peşteri, canale etc.).

Carstul este răspîndit pe întreaga suprafaţă a Pămîntului, ocupînd circa 51 milioane km^2 (din care circa 40 milioane km^2 reprezintă calcarele, 7 milioane km^2 gipsurile şi 4 milioane km^2 rocile salifere). În figura 93 se poate urmări răspîndirea lui generală pe glob.

Vîrsta carsturilor este diferită. De cele mai multe ori, procesele de carstificare continuă de la o epocă geologică la alta, mai ales în interiorul scoarţei, şi de aceea este foarte greu de precizat evoluţia lor pe faze.

Relieful carstic este în primul rînd un relief dominant de eroziune şi foarte puţin reprezentat prin forme de acumulare.

În legătură cu carstificarea unei regiuni oarecare, foarte important de stabilit este *gradul de carstificare*.

[1] Noţiunea de *carstificare* a fost folosită şi de alţi autori înaintea noastră, dar sensul de *sistem morfogenetic* ne aparţine.

[2] Pe scurt, carstul este rezultatul acţiunii apelor de suprafaţă şi subterane asupra rocilor solubile.

[3] Proces denumit şi *eroziune prin disoluţie sau coroziune*.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

În acest sens, se pot distinge patru feluri de regiuni carstice: *fără apariția evidentă a carstului, cu carstificare slabă, mijlocie* și *puternică.*

În concluzie, *carstul reprezintă ansamblul proceselor și formelor de relief, specifice regiunilor constituite parțial sau total din roci solubile.*

I. Clasificarea – tipurile de carst

Carsturile sînt foarte variate, după roca pe care se dezvoltă, după locul unde se află, după faza de evoluție, după condițiile fizico-geografice.

1. *După rocă,* se disting trei feluri de carsturi:

— *Carstul tipic* sau *propriu-zis,* dezvoltat pe roci solubile omogene (calcare, dolomite, gips și sare); acesta se împarte la rîndul lui în *carst principal* (pe calcare) și *carst secundar* (pe sare și gips);

— *carst fals* sau *pseudocarstul,* dezvoltat pe roci detritice (pe loess, conglomerate calcaroase, tufuri și aglomerate vulcanice, gresii calcaroase etc.); acesta mai este numit și *clastocarst;*

— *termocarst,* dezvoltat pe gheață sau depozite înghețate.

2. *După zonele climatice* în care se dezvoltă, se deosebesc, de asemenea, mai multe feluri de carsturi (J. Chardonnet, 1955):

— *carstul regiunilor reci* este un carst incomplet, datorită limitării în timp și spațiu a acțiunii apelor de suprafață și subterane, deși puterea de dizolvare a apei este mare; în regiunile boreale apar numai forme de suprafață (doline, uvale, fără polii), iar în cele alpine, mai ales, lapiezuri, dar și polii; prezența stratului permanent înghețat (tjäle) joacă un rol important în geneza și dezvoltarea carstului în astfel de regiuni, acesta fiind impermeabil;

— *carstul regiunilor temperat oceanice, umede* este foarte bine dezvoltat, atît la suprafață cît și subteran, datorită acțiunii de dizolvare puternică a CO_2; la suprafață apare toată gama de forme, iar în adîncime eroziunea carstică este intensă și profundă (rețelele subterane, rîurile, peșterile, grotele etc. sînt mari și numeroase);

— *carstul regiunilor calde și uscate* (tropicale) este un carst slab dezvoltat la suprafață, cu masive golașe, în care apar doline, uvale și polii, rare și mici. În schimb, carstul subteran, foarte bine dezvoltat, apare la adîncimi foarte mari și cu numeroase grote;

— *carstul regiunilor calde și umede* (ecuatoriale) este bine dezvoltat (deși agresivitatea apei este mai mică ca în regiunile reci), cu rețea hidrografică subaeriană organizată, numeroși martori sau masive calcaroase, cu pante drepte, în care apar doline, stîlpi, chei, grote etc., destul de multe.

3. *După poziția pe verticală,* se disting patru tipuri de carsturi:

— *carst de suprafață* (exocarst) sau *etajul superior;*

— *carst de adînc* (endocarst), care poate fi de mare adîncime și de mică adîncime sau *etajul inferior;*

— *carst ascuns,* cel format numai subteran, situat sub o pătură de roci necarstificabile, pe care o străbate apa de infiltraţie;

— *carst fosil,* acela format la zi şi acoperit apoi de alte roci.

Dintre toate acestea, în mod deosebit interesează în primul rînd *carstul tipic, calcaros,* şi *apoi carstul secundar,* pe alte roci, pe care-l prezentăm la sfîrşit.

II. Carstul pe roci calcaroase

Factorii principali care condiţionează formarea carstului propriu-zis sînt patru, după cum urmează:

— *existenţa unei suprafeţe netede sau uşor înclinată pentru ca apa să poată stagna şi să se poată infiltra prin diaclaze în interior;*

— *strate carstificabile cu grosimi mari;*

— *nivelul apelor subterane trebuie să fie cît mai scăzut, pentru a rămîne un spaţiu mare de deplasare verticală a apelor de infiltraţie;*

— *poziţia stratelor;* cînd acestea sînt orizontale, carstul se dezvoltă mai mult lateral, cu doline şi hornuri simetrice, peşteri mai mult late decît înalte; în *strate verticale,* carstul are hornuri şi puţuri multe, datorită prăbuşirii stratelor; iar în *strate înclinate,* carstul atinge maximum de dezvoltare şi microrelieful prezintă o asimetrie evidentă.

La acestea se adaugă *factorul climatic,* de care depinde cantitatea de *precipitaţii* şi deci regimul apelor carstice (în regiunile umede) şi de *temperatură* (de care sînt legate procesele de dezagregare, diaclazare, dizolvare).

Microrelieful carstic este foarte variat ca aspect, dimensiuni, forme, geneză şi se împarte, după locul unde se află, în două categorii: *de suprafaţă* şi *de adînc* (subteran).

1. **Formele de suprafaţă** (exocarstul) sînt reprezentate prin: *lapiezuri, doline, pîlnii, puţuri, avene, uvale, polii, văi seci, văi oarbe, chei, canioane, terase transversale* etc., iar cele subterane: *canale, grote, peşteri, văi părăsite, stalactite, stalagmite, coloane, lamele* etc.

Sub aspect genetic, formele carstice pot fi grupate în mai multe serii — *de dizolvare, de eroziune, de surpare (prăbuşire), de acumulare şi mixte.*

Cele mai extinse dintre acestea sînt *formele de dizolvare,* care se găsesc atît la suprafaţă, cît şi în interior, cu legături foarte strînse între ele.

Cele mai caracteristice forme carstice sînt: lapiezurile, dolinele, puţurile, avenele, uvalele, poliile.

Lapiezurile sînt microforme constituite din diferite sisteme de brazde sau şănţuleţe şi creste subţiri, orientate pe direcţia pantei, uneori aşezate transversal sau diagonal, ceea ce le dă un aspect general *vermiform.* Formarea lor este legată de acţiunea apelor pluvio-nivale asupra fisurilor rocii.

Evoluţia acestora se face la început descendent, prin adîncirea treptată, apoi ascendent, prin umplerea şănţuleţelor cu materiale de pantă

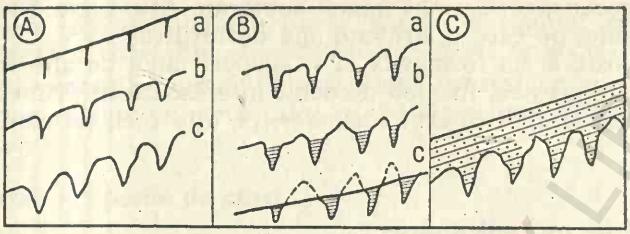


Fig. 161. Formarea și evoluția lapiezurilor:
A — formarea și fazele ei de eroziune în *a*, *b*, *c*; *B* — evoluția și fazele ei de umplere în *a*, *b*, *c*. În *C* — un lapiez fosil.

(deluvii, coluvii etc.), dînd astfel aspectul unei suprafețe slab ondulate (fig. 161).

Încetarea evoluției lapiezului are loc o dată cu umplerea șănțulețelor cu depozite de pantă sau prin acoperirea lor cu depozite mai noi, *cînd devin lapiezuri fosile,* cum se văd la sud de Reșița, în lungul șoselii spre Caraşova.

Lapiezurile cele mai tipice se întîlnesc pe suprafețele ușor înclinate, unde ocupă întinderi mari, numite *cîmpuri de lapiezuri.* Pe versanții abrupți, lapiezurile capătă aspecte caracteristice de văi torențiale, stîlpi, colonade, creste, care de cele mai multe ori sînt inaccesibile.

Dolinele sînt cele mai răspîndite forme ale exocarstului. Ele se întîlnesc atît în carsturile golaşe, cît și în cele acoperite (fig. 162, *a*), cum sînt cele din *Cîmpul Mărculești* (sud Reșița), *Cetățile Ponorului* (Apuseni) etc.

Dolinele sînt forme negative, cu aspectul unor farfurii rotunde sau ovale, a căror lungime și lățime depășesc de cîteva ori adîncimea lor, în general, de la 8—10 ori (fig. 162, *b*), iar pantele au valori între 10—12°. Ele apar *izolat* sau sub formă de *cîmpuri de doline,* suprafețe larg ondulate, ciuruite de aceste forme negative destul de numeroase, separate între ele prin praguri și fără nici o orientare în cele mai multe cazuri (fig. 162, *c*).

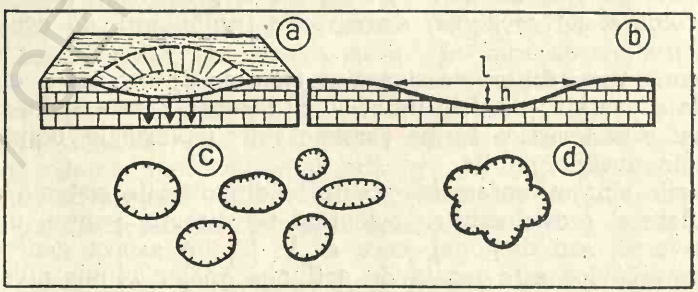


Fig. 162. Dolinele și elementele lor:
a — modul de formare; *b* — elementele unei doline (*l* — lungime, *h* — înălțime; *c* — cîmp de doline; *d* — microdepresiune carstică rezultată din unirea dolinelor).

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

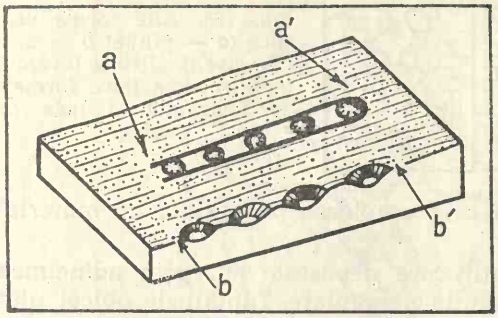


Fig. 163. Formarea unei văi carstice prin drenarea unor doline cu aşezarea lineară: *a—a'* — valea carstică; *b—b'* — profilul longitudinal.

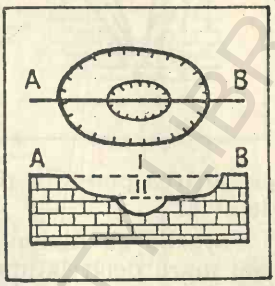


Fig. 164. Doline îmbucate în profil (sus) şi plan (jos): *I* — dolină mai veche; *II* — dolină mai nouă; *A—B* linia de profil.

Prin unirea mai multor doline se formează diferite alte depresiuni carstice, mai mari, cu marginile festonate, numite *uvale* şi *polii* (fig. 162, *d*).

Cînd dolinele sînt aşezate linear pe versanţii slab înclinaţi, ele au aspectul unor văi carstice, în trepte, cu profil longitudinal ondulat (fig. 163).

Dezvoltarea dolinelor se poate face nu numai în suprafaţă prin captări succesive, ci şi pe verticală, prin suprapunerea mai multor generaţii în aceeaşi zonă. În felul acesta se formează aşa-numitele *doline etajate, suprapuse* sau *îmbucate* (fig. 164).[1]

În concluzie trebuie să arătăm că dolinele, sub raport genetic, pot să apară şi ca urmare a proceselor de tasare, scufundare sau prăbuşire, dar în cazuri mai rare.

Procesul principal al formării dolinelor rămîne însă *eroziunea chimică* sau dizolvarea calcarului în zonele cele mai fisurate, asociată în unele cazuri cu acţiunea mecanică a gravităţii (prăbuşirea tavanului unor goluri subterane).

Pîlniile sînt tot forme negative, asemănătoare cu dolinele, dar la care adîncimea şi înclinarea versanţilor sînt mai mari (înălţimea întrece de 2—3 ori lăţimea, iar înclinarea versanţilor ajunge la 30—45°), reprezentate în figura 165, *a*. Numeroase exemple se întîlnesc în Cetăţile Ponorului, în munţii Trascău, Aninei etc.

Formarea lor este asemănătoare cu cea a dolinelor mari, cu deosebirea că fisurile sînt mult mai adînci. Fundul pîlniilor este acoperit, ca şi la doline, cu sol sau vegetaţie. Pîlniile carstice se mai pot forma şi prin

[1] Toate dolinele se termină în jos cu un puţ sau ponor, de obicei înfundat sau acoperit cu argilă deluvială roşie, de decalcifiere.

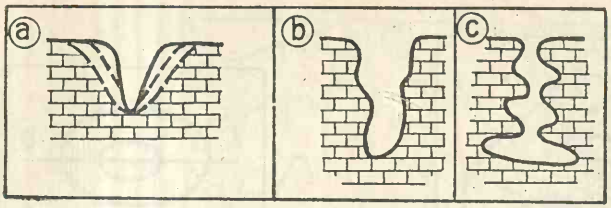


Fig. 165. Alte forme carstice (*a* — pîlnie; *b* — puț; *c* — aven). Ultima (avenul) face trecerea între formele de suprafață și cele de adînc.

prăbușirea pereților de peșteri sau prin umplerea ponoarelor cu material deluvial.

Puțurile se disting prin versanții care depășesc 45°, prin adîncimea mai mare decît lățimea, prin marginile neregulate, fundul de obicei plat și fără mlaștini (fig. 165, *b*).

Avenele sînt asemănătoare puțurilor, dar în lungul lor prezintă porțiuni mai înguste sau mai largi, ceea ce nu permite urmărirea fundului lor dintr-o simplă privire de sus în jos (fig. 165, *c*). Ele fac legătura cu golurile subterane (grote, peșteri scurte și oarbe). Ca exemple de avene se pot da *avenul din Poiana Gropii* (Munții Aninei), *avenul Scărișoara, avenul Negru* (Munții Bihor) și care au deja aspectul unor peșteri.

Uvalele (singular uvalas) reprezintă deja un relief negativ mai întins, cu aspect de depresiune de obicei alungită, cu lățime variabilă de 10—20 m, lungime de 100—200 m, adîncime de peste 30 m și versanți abrupți suspendați deasupra fundului depresiunii.

Poliile[1] reprezintă cele mai întinse depresiuni carstice, alungite pe zeci de kilometri și la formarea cărora participă, ca și la uvale, prăbușirea peșterilor, tectonica, eroziunea rîurilor. Pe fundul lor apar mlaștini, lacuri și rîuri carstice.

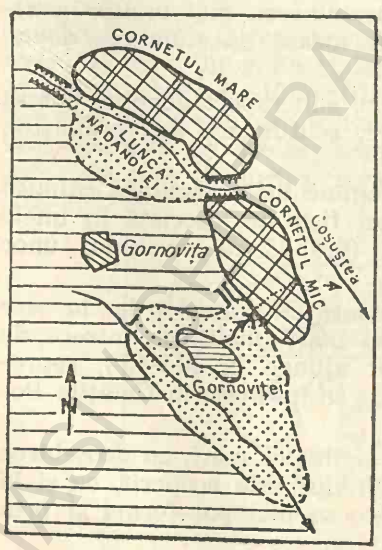


Fig. 166. Polii în Podișul Mehedinți-Nadanova și Gornovița.

Poliile mari au aspectul unor adevărate *cîmpii carstice* (carstoplene). La noi, una dintre cele mai tipice este *polia Brădet,* situată la vest de Anina, sau cele din podișul Mehedinți, cum sînt *Nadanova* și *Gornovița* (fig. 166).

Cele mai întinse polii se găsesc în Munții Dinarici, din Croația: *polia Lika, polia Popovo* (10 km lungime și 3 km lățime), *polia Livno* (50 km lungime și 10 km lățime), reprezentată în figura 167.

Poliile acestea mari nu reprezintă numai depresiuni carstice propriu-zise, ci forme mai complexe, de eroziune și tectonice.

[1] Noțiunea de polie înseamnă în limba croată *cîmpie.*

BCU MUZEUL CENTRAL UNIVERSITAR

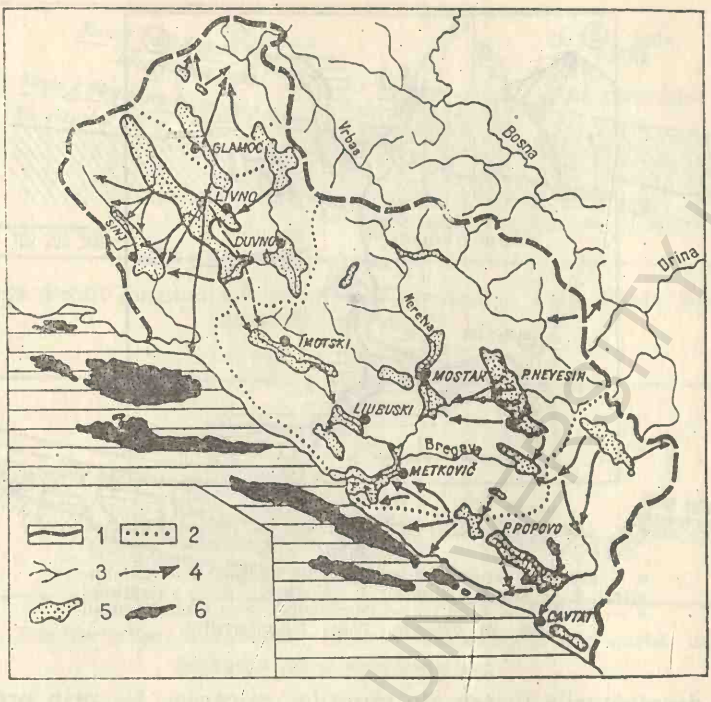


Fig. 167. Aspecte din carstul dinaric (după R. Petrovici şi B. Pelevici, 1965, citaţi de I. D. Ilie — 1970):
1 — cumpăna principală a apelor; *2* — idem — secundară; *3* — reţeaua hidrografică de suprafaţă; *4* — trasee subterane; *5* — polii; *6* — insule în Marea Adriatică.

Văile carstice sînt şi ele de două feluri: de suprafaţă şi subterane. Văile de suprafaţă au o origine complexă, *unele* sînt rezultate din adîncirea treptată a reţelei hidrografice (văi de eroziune propriu-zise, caracterizate prin înclinarea în aceeaşi direcţei şi aluviuni pe fund) şi *altele* sînt rezultate din prăbuşirea tavanului peşterilor (văi de prăbuşire, cu contrapante).

Dintre văile de suprafaţă cele mai caracteristice sînt *văile seci, văile oarbe, cheile* şi *canioanele.*

Văile seci sînt formate din reţeaua hidrografică de suprafaţă, pînă la dispariţia ei în adînc prin avenele de pe fundul lor.

Văile oarbe se caracterizează prin lipsa gurii lor, prin dispariţia lor în marginea unui abrupt. În unele cazuri, văile oarbe apar suspendate la diferite altitudini, cum este cazul văii *Gîrdişoara,* din Munţii Apuseni, valea *Dubovei,* din Cazane şi altele.

Cheile sînt văi carstice înguste, scurte şi adînci, formate fie prin adîncire succesivă, începînd de la rigolele situate în diaclazele mai mari

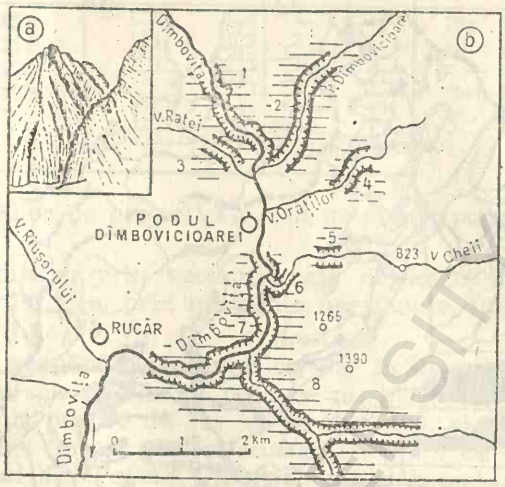


Fig. 168. Cheile din zona Rucăr — Podul Dîmbovicioarei:

a — aspectul general; *b* — repartiţia cheilor: *1* — Dîmboviţei; *2* — Dîmbovicioarei; *3* — Ratei; *4* — Orăţilor; *5* — Cheii; *6* — Cheii; *7* — Dîmboviţei; *8* — Ghimbavului. Jos, în dreapta, valea Ghimbavului.

şi pînă la despicăturile uriaşe ale munţilor calcaroşi, fie prin prăbuşirea tavanului peşterilor, grotelor sau canalelor subterane. Cele mai numeroase şi mai interesante chei se găsesc în bazinul Dîmboviţei, în zona Rucăr-Podul Dîmbovicioarei (fig. 168), pe Bicaz, pe Olteţ etc.

Canioanele sînt văi carstice, lungi, înguste şi adînci, cu pereţi verticali, tăiate în strate orizontale şi cu durităţi diferite, ceea ce face să apară mici umeri structurali (réplats, polițe) în lungul lor. Exemplul cel mai tipic „*Marele canion Colorado*“, adînc de 1 800 m. (St. Unite).

Podurile naturale sînt bariere transversale suspendate, care fac legătura între versanţii abrupţi ai unei văi carstice, formate de obicei prin prăbuşirea tavanului unor peşteri sau văi subterane (goluri subterane).

Terasele carstice transversale au forma unor trepte în profilul longitudinal al văilor şi care au altitudini mai mari în avale şi mai mici în amonte. Cel mai bun exemplu îl constituie valea Gîrdişoara, care prezintă *terase transversale inverse, formate prin părăsirea vechilor funduri de văi din avale spre amonte* (fig. 169). După *M. Bleahu* (1957), aceste terase transversale se mai numesc *trepte antitetice*.

Formarea teraselor transversale este deci strîns legată de apele curgătoare carstice, care dispar în calcare, lăsînd vechile văi seci suspendate. Ele se formează între două văi diferite — *una seacă suspendată şi alta oarbă, mai coborîtă* (fig. 170).

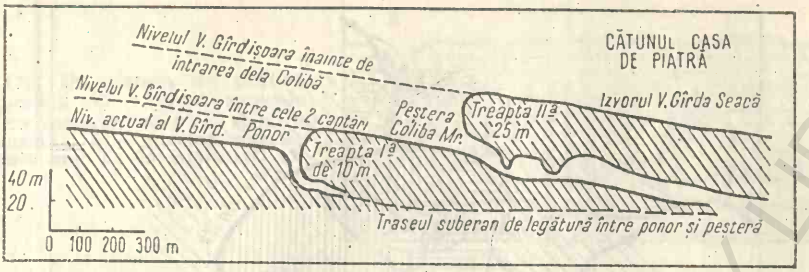


Fig. 169. Profil longitudinal pe valea Gîrdișoara — valea Gîrda Seacă (după M. Bleahu).

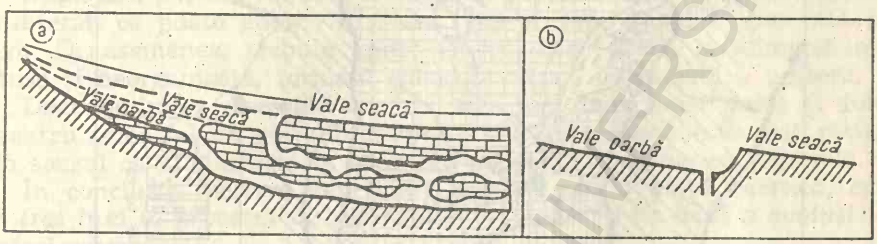


Fig. 170. Poziția terasei transversale între o vale seacă și una oarbă, mai în amănunt *(a)* și schematic *(b)*.

2. **Formele subterane** (endocarstul)[1] aparțin etajului inferior sau *sistemului de goluri, cavități sau caverne carstice*, formate prin lărgirea fisurilor în urma eroziunii fizice și chimice a apei de infiltrație, a apei curgătoare, apoi prin surpări și prăbușiri.

Formarea golurilor carstice corespunde de obicei cu trecerea de la rețeaua hidrografică de suprafață la cea subterană, care alături de rîuri este reprezentată și prin numeroase *lacuri*.

Dintre golurile carstice cele mai importante sînt *văile subterane* și *peșterile*.

a. *Văile subterane* se caracterizează prin ramificarea lor accentuată, prin folosirea sistemelor de canale carstice, prin pante accentuate, remanieri dese, datorită în primul rînd *captărilor subterane carstice*, descrise de *M. Bleahu* (1957) în regiunea Padiș-Cetățile Ponorului (fig. 171) și printr-o circulație foarte activă a apei în toate direcțiile, descendent și ascendent.

Eroziunea fluviatilă subterană se exercită în golurile carstice atît *vertical*, cît și *lateral*, iar cînd se umple întreaga galerie, ea afectează chiar și tavanul acesteia. Prin curgerea în vîrtejuri și ca urmare a *pro-*

[1] Adevărată lume de basm prin varietatea, coloritul și frumusețea microreliefului specific.

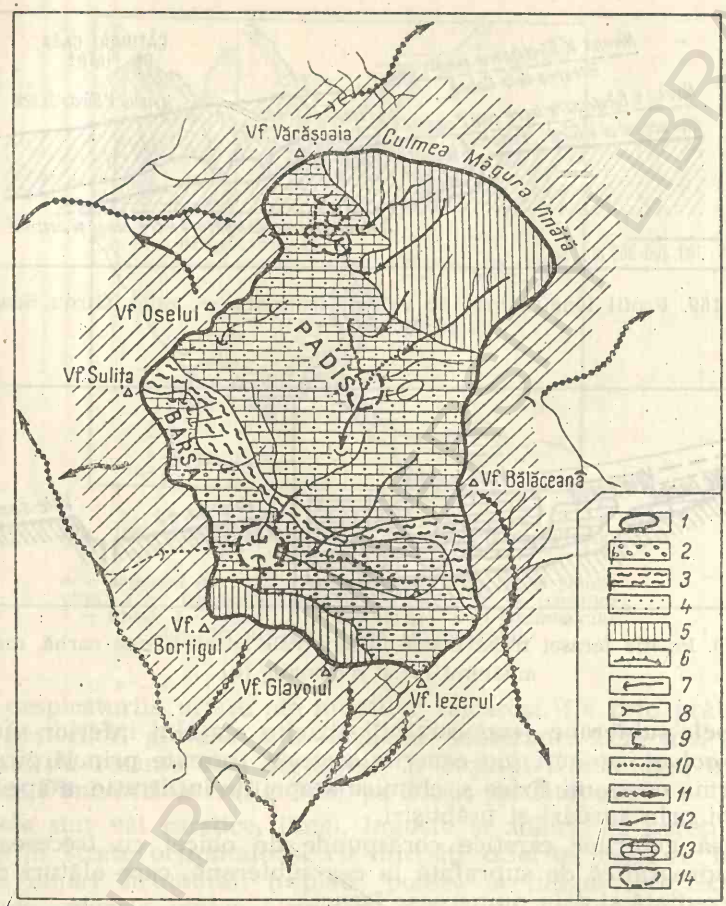


Fig. 171. Regiunea Padiș. Cetățile Ponor din Munții Apuseni (după M. Bleahu, cu unele modificări ale autorului). Tip de carst suspendat:

1 — limitele regiunii; *2* — calcare-dogger-malm-neocomian; *3* — șisturi și gresii-liasic; *4* — calcare și dolomite-triasic mediu și superior; *5* — șisturi și gresii permo-werfenian; *6* — limita pînzei de Codru; *7* — ponoare; *8* — izbucuri; *9* — peșteri; *10* — cursuri subterane-probabile; *11* — rețeaua hidrografică divergentă la periferia regiunii; *12* — direcția predominantă a rețelei hidrografice din regiune NE—SV; *13* — zone carstice; *14* — zone de convergență a rețelei hidrografice.

cesului de eroziune se formează în albia rîurilor microrelieful de *căldări* sau *marmite*[1]. Paralel cu eroziunea, rîurile subterane au și o acțiune de acumulare a aluviunilor transportate.

[1] Vezi fig. 117, a.

BCU IASI / FILIALA LIBRARY

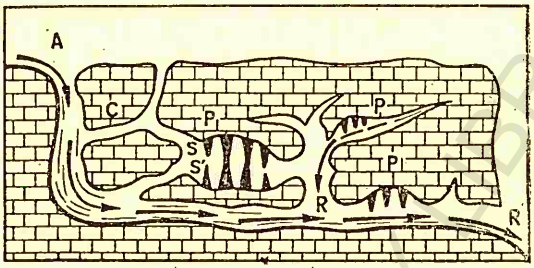


Fig. 172. Un sistem de peşteri: *P* — peşteră; *C* — canal subteran; *R* — rîu subteran; *S—S'* — stalactite şi stalagmite; *A* — punctul unde dispare rîul de la suprafaţă.

b. *Peşterile* reprezintă cele mai mari şi mai organizate goluri carstice, caracterizate printr-o microgeomorfologie subterană specifică.

După noi, *peştera* nu este tot una cu *grota,* ultima reprezentînd un gol subteran ce poate apărea în orice rocă şi care poate fi generată şi de om. De asemenea, trebuie arătat că nu orice grotă, cu dimensiuni reduse şi neorganizată, formată chiar în calcar, reprezintă o peşteră.

Deci, noţiunea de *grotă* are un sens mai larg şi ea poate fi folosită pentru orice fel de gol subteran, iar cea de *peşteră,* este mai restrînsă, în sensul că numai *grotele carstice mari* sînt sinonime cu *peşterile.*

În concluzie, *peştera reprezintă un gol sau o grotă carstică, care a intrat însă în procesul de stalagmitizare, condiţia de bază a evoluţiei oricărei peşteri.*

Peşterile pot fi *simple* sau *complexe* (adevărate labirinturi de galerii, ramificate în diferite direcţii, aşezate în etaje), care ajung uneori la dimensiuni foarte mari (fig. 172). De asemenea peşterile pot fi *oarbe* sau *închise* (fără fund) şi *deschise; umede* (cu rîuri şi lacuri) şi *uscate;* cu *un etaj* (peştera Dîmbovicioarei) sau *mai multe etaje* cum sînt peşterile: *Topolniţa, Comarnic, Meziad* etc. Etajele peşterilor oglindesc fazele de adîncire ale apelor carstice şi ele corespund cu schimbarea bazelor de eroziune ale văilor fluviatile, cu care sînt legate.

c. *Microrelieful peşterilor* este destul de variat şi reprezentat după *I. Ilie* (1970) prin forme de *eroziune* şi *coroziune:* galerii, coridoare, săli, pilieri (stîlpi de eroziune), marmite, terase în rocă, lapiezuri de peşteră, striuri, hieroglife, lamele, nişe etc.; *forme de precipitare chimică:* stalactite (forme de tavan), thololite (cupole de piatră), văluri (scurgeri de perete), stalagmite (forme de podea); perle de cavernă, bazinete de podea (gours-uri) şi *forme mixte* (de eroziune şi acumulare): terase în rocă acoperite cu o crustă de calcit, forme concoidale de farfurioare şi linguriţe, terase de aluviuni etc.

Dintre toate acestea, cele mai interesante sînt formele de precipitaţie chimică, datorite *procesului de stalagmitizare.*

Stalactitele sînt forme *descendente* şi stalagmitele, *ascendente,* iar prin unirea acestora ia naştere microrelieful de *colonade* sau *coloane* (fig. 173).

Procesul de precipitaţie chimică sau de stalagmitizare depinde de agresivitatea apei de infiltraţie, durata acestei acţiuni, natura calcarului, climă şi alte cauze.

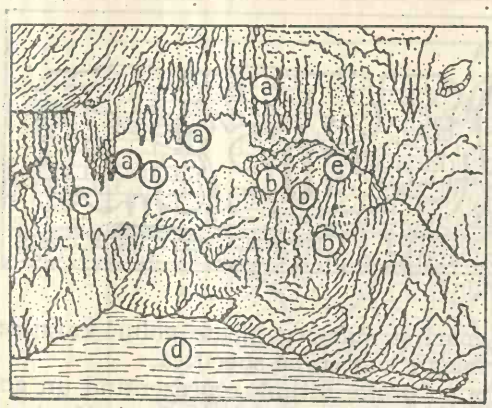


Fig. 173. Interiorul unei peșteri: *a* — stalactite; *b* — stalagmite; *c* — coloană; *d* — lac subteran; *e* — draperii.

După cît se pare procesul de stalagmitizare este destul de nou, de vîrstă cuaternară și el corespunde după unii autori *fazelor reci, glaciare* (periglaciare), iar după alții *fazelor calde, interglaciare* (interperiglaciare).

În legătură cu evoluția endocarstului se pot distinge două faze — *una de formare și lărgire a golurilor* prin eroziunea mecanică și chimică a apei subterane și *alta de umplere a golurilor carstice* prin acumulare fluviatilă, deluvială, surprări, prăbușiri etc., care duce la înfundarea canalelor carstice.

III. Carstul pe alte roci solubile

Acesta face parte din *carstul secundar*, numit astfel în raport cu carstul propriu-zis. Cele mai numeroase și mai variate forme carstice se întîlnesc la noi pe *sare*.

1. **Carstul în sare** apare, de exemplu, la Sovata, în masivul de sare[1] din cuta diapiră scoasă la zi de către eroziunea efectuată de rețeaua hidrografică, și în special de Pîrîul Sărat. El este reprezentat prin doline ovale, formate prin procesul de disoluție și în care se află lacuri sărate: Ursu, Aluniș, Dulce, Sărat, Roșu, Șerpilor etc. Cel mai mare este *Lacul Ursu*, care are o adîncime de 16 m. Alte forme întîlnite la Sovata sînt lapiezurile, pîlniile și avenele.

Pîlniile de aici sînt tot un fel de doline, însă mult mai mici și cu formă rotundă. La acestea se adaugă formele pozitive, reprezentate prin masivele de sare care apar la zi, cel mai mare fiind masivul din nordul Lacului Verde, denumit *„Carpații"* (*Muntele*) *de sare*. Carstul de la Sovata a fost descris de către *Gh. Popa* (1961) și el se vede în figura 174.

Alte carsturi în sare se întîlnesc la Slănic — Prahova, unde apar *doline, avene, lapiezuri* și mai ales numeroase alunecări generate de ar-

[1] Denumit și *Muntele de sare*.

Morilor, şi el este reprezentat prin lapiezuri şi cîteva doline, într-una din ele aflîndu-se lacul Nucşoara.

3. **Carstul pe cretă** este dezvoltat mai mult în nordul Franţei, în Belgia şi sudul Angliei, fiind reprezentat prin doline rare, văi seci, dispariţii temporare, avene şi grote.

4. **Carstul pe tufuri calcaroase** (travertin) a fost descris de M. Alexandru (1960) în Depresiunea Borsec, unde apare *un cîmp de doline* cu diametru de 5—6 m şi adîncime de 0,50—100 m) şi *cîteva grote* cu dimensiuni mici (cum sînt: Grota Urşilor, Peştera, Cetatea Bufniţei şi Peştera cu Gheaţă).

5. **În categoria altor tipuri de carst** intră carstul format prin sufoziune, dar în care acţiunea chimică are un rol secundar, iar pe primul plan stă sufoziunea mecanică, şi de aceea ele au mai mult caracter de *pseudocarst* sau *carst fals.*

Acesta se dezvoltă pe conglomerate şi gresii calcaroase, tufuri şi aglomerate vulcanice, loessuri şi depozite loessoide etc.

Pe conglomerate calcaroase, clastocarstul a fost semnalat în Munţii Bucegi.

Clastocarstul pe aglomerate şi tufuri vulcanice a fost studiat la noi de I. Ilie şi M. Grigore, *în Munţii Harghita* (1962), şi în Munţii Călimani de către Tr. Naum, M. Giurescu şi E. Butnariu (1962). El constă din peşteri de diferite dimensiuni, cum sînt *Grotele Călimanului* (una cu o suprafaţă de 1 735 m^2 şi o lungime de 150 m, alta de 1 180 m^2 în suprafaţă şi o lungime de 160 m, iar a treia, cea mai mică, prezintă stalactite şi stalagmite, formate din oxizi de fier). Pentru originalitatea şi culoarea ei cafenie, cercetătorii amintiţi au denumit-o *„Palatul de ciocolată".*

Formarea acestor peşteri se datoreşte tot apelor din precipitaţii bogate în CO_2, care au contribuit la alterarea feldspatului din andezit şi la formarea caolinului. În felul acesta, roca şi-a pierdut coeziunea, iar materialele fine au fost îndepărtate prin spălare şi astfel au apărut golurile subterane.

Clastocarstul pe loess şi depozite loessoide este reprezentat mai ales prin *microrelieful de suprafaţă* (microdepresiuni, crovuri, găvane, rovine sau padine, cu dimensiuni variabile (0,50—5,00 m adîncime, 5—20 m lungime). Acesta a fost descris în amănunt la noi de către P. Coteţ (1956, 1957) şi V. Tufescu (1959).

Numărul crovurilor atinge în unele regiuni ale Cîmpiei Române o densitate destul de mare, ca, de exemplu, în sudul cîmpiei Mostiştei şi Burnazului, în raport cu conţinutul în calcar şi cu grosimea loessului.

Prin unirea crovurilor se ajunge la mici uvale şi chiar la polii în loess, denumite în Bărăganul de Mijloc *lunci* (fig. 176).

Tot în categoria formelor în suprafaţă trebuie să fie amintite văile înguste, adînci şi torenţiale, mici canioane, denumite popular *hunii* sau *hoage* (fig 177), care sînt însoţite de obicei de *stîlpi* sau *colonade,* de *poduri suspendate* etc.

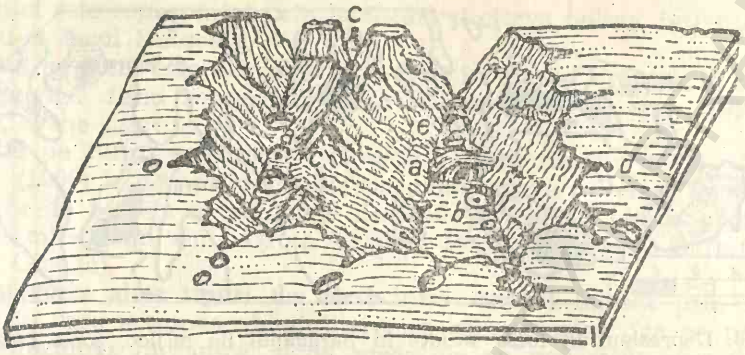


Fig. 178. Micropolie clastocarstică, cu relief foarte variat, la sud de Oltina-Dobrogea (după autor).

a — poduri suspendate; *b* — doline cu puțuri; *c* — creste, stîlpi reziduali; *d* — puțuri la exterior pe suprafața inițială loessoidă; *e* — porți, guri de comunicare cu exteriorul.

Avene, pîlnii, hornuri, stîlpi, ace, poduri și arcuri suspendate, hrube sau grote se îmbină în mod armonic, creînd un peisaj foarte variat, așa cum se poate urmări în malul drept al Ialomiței, de la Urziceni la Țăndărei, în malul stîng al Dunării, la Maglavit și Călafat, apoi de la Fetești la Bordușani și aproape peste tot pe latura dunăreană a Dobrogei (fig. 178), la nord de Galați, în versantul drept al Prutului.

Tot ca un *carst* deosebit trebuie socotit și cel din *gheață* sau *termocarstul*, care se formează în urma acțiunii de dizolvare a gheții de către curenții de apă din interiorul ghețarilor sau prin topirea gheții minerale.

IV. Modelarea carstică și fazele ei

În procesul general de modelare carstică, accentul cade în afară de dizolvare pe rețeaua hidrografică, pe dispariția ei de la suprafață și pe formarea rîurilor subterane. Calcarul este o rocă foarte sensibilă la acțiunea apei încărcată cu CO_2 și prezintă o circulație mare, datorită fisurării, planurilor de stratificație, care ușurează pătrunderea imediat a apelor din ploi în interior.

Cînd fisurile sînt lărgite mult, rîurile seacă treptat. Se ajunge astfel la o dispariție a scurgerii de la suprafață și deci la o degradare a rețelei hidrografice, cu văi seci.

În condițiile calcarelor, sistemul de eroziune fluviatilă nu mai funcționează în mod normal și de aceea el este înlocuit cu un *sistem special*, care se bazează pe predominarea acțiunii apei subterane.

Hidrografia carstică este în general o hidrografie de adînc, unde există două feluri de circulație a apei: *o circulație lentă*, prin presiune, în fi-

tical, și *etajul inferior,* cu apă permanentă (fig. 179) sau *faza de carstoplenizare.*

2. *După gradul de carstificare* a regiunilor calcaroase se deosebesc două tipuri de carsturi (J. Cvijič, 1893):

— *carstul complet* sau *holocarstul,* specific regiunilor constituite din calcare foarte curate și groase, în care apare toată seria de forme carstice, începînd de la lapiezuri și pînă la polii, cum este, de exemplu, *carstul dinaric;*

— *carstul incomplet* sau *merocarstul,* dezvoltat pe calcare subțiri și mai puțin pure, fără polii mari și mai mult cu forme incipiente, cum este *carstul Causses* din Franța, carstul din Munții Apuseni, Banat, Podișul Mehedinți etc. din România.

În concluzie, se poate spune că, din punct de vedere geomorfologic, *carstul reprezintă un complex original cu forme de relief, în care predominante sînt cele negative.* De asemenea, trebuie subliniat că *relieful carstic se deosebește de cel tipic fluviatil prin lipsa unei înclinări generale într-o direcție clar exprimată. În regiunile carstice apar cele mai neregulate forme cu cele mai variate înclinări și aspecte.*

În sfîrșit, *o altă caracteristică o constituie raritatea și sărăcia extremă a rețelei hidrografice, datorită dispariției ei în interior.*

Intensitatea dezvoltării carstului este în strînsă legătură cu gradul de solubilitate al rocii, cu permeabilitatea ei, cu intensitatea schimbului de ape și cu gradul de corozivitate a apei (D. S. Sokolov, 1951).

Carstoplena este o noțiune introdusă de noi în literatura de specialitate (P. Coteț, 1960)[1] și ea exprimă rezultatul acțiunii de planație carstică, care duce la formarea marilor depresiuni de *tipul poliilor* sau *cîmpiilor carstice,* specifice regiunilor calcaroase întinse.

Tot ca o carstoplenă, dar de un tip aparte (structuralo-carstic) este cea din sudul Dobrogei, dezvoltată pe calcare sarmatice și acoperită cu loess (P. Coteț — 1966).

În afară de formarea carstoplenelor, cu întinderi variate, regiunile calcaroase, ca și cele cu roci solubile, în general, intră și ele în procesul general de peneplenizare a reliefului continental, la care contribuie și procesele de carstificare locală.

C. CARSTUL LA NOI IN ȚARA

Pînă în prezent nu există un studiu de ansamblu asupra carstului din România, cu tot complexul lui de forme, de suprafață și de adînc, în schimb semnalăm numeroase lucrări regionale și chiar unele sinteze, fie speologice, fie geologo-geomorfologice, hidrologice etc.

Carstul este domeniul în care s-au îmbinat cel mai mult preocupările variate ale cercetătorilor de teren cu cele ale amatorilor de turism.

[1] Comunicare la I.G.G., *Geomorfologia și subdiviziunile ei.* Aprilie, 1960.

Ţinînd seama de extinderea rocilor carstificabile, V. Sencu (1968) dă o suprafaţă carstică totală de 49 527 km² pe teritoriul ţării noastre, ceea ce ar reprezenta 20,85% din întinderea acesteia.

Raportată la cele două mari grupe de roci carstificabile (de precipitaţie şi clastice), suprafaţa totală de mai sus se împarte astfel: 4 752 km² (2,0% din suprafaţa ţării) revine rocilor de precipitaţie[1] şi 44 775 km² (18,85% din suprafaţa ţării), celor clastice.

I. Carstul pe roci solubile

Dintre rocile de precipitaţii, *cele carbonatate* (calcarele, dolomitele şi calcarele cristaline) ocupă cele mai întinse suprafeţe — 4 602 km² (2 467 km² în Carpaţii Occidentali; 809 km² în Carpaţiii Orientali; 724 km² în Carpaţii Meridionali şi 602 km² în Dobrogea) şi apoi *cele necarbonatate* (sarea, gipsul, circa 160 km²).

Este vorba de calcare, dolomite, sare şi gips, de diferite vîrste (paleozoice, mezozoice şi neozoice). Cea mai puternică carstificare o prezintă calcarele jurasic-neocomiene, datorită purităţii şi masivităţii lor.

Calcarele neozoice au o carstificare redusă, ca urmare a compactităţii şi durităţii lor mai slabe, precum şi grosimii lor mai mici. Cel mai slab dezvoltat este carstul de pe dolomite şi calcarele cristaline, din cauza cristalinităţii ridicate şi a compactităţii lor.

Regiunile cu cele mai întinse calcare şi deci cu carsturi sînt *Podişul Dobrogei de Sud, zona muntoasă Reşiţa-Moldova-Nouă, Munţii Vîlcan şi Podişul Mehedinţi, Munţii Pădurea Craiului, Munţii Mureşului (Trascău şi Metaliferi), Bihor, Poiana Ruscă, Hăghimaş, Bicaz, Codru-Moma, Rucăr-Dîmbovicioara, Piatra Craiului* etc.

Pe grupe de munţi, Carpaţii Occidentali deţin primul loc în carstul calcaros al ţării, începînd de la Dunăre şi pînă în Munţii Răz (Plopiş).

Carstul calcaros este bine cunoscut ca peşteri, al căror număr ajunge la circa 985 (din care 8 sînt formate pe roci necalcaroase), aşa cum arată Tr. Orghidan şi colab. (1965).

Gruparea acestora pe unităţi mari geografice este următoarea, după aceiaşi autori: *Carpaţii Orientali,* 138 peşteri (14,1%), din care 5 în roci necalcaroase; *Carpaţii Meridionali,* 402 peşteri (40,9%), din care 3 în roci necalcaroase (Carpaţii Meridionali în sens geologic); *Munţii Apuseni,* 379 peşteri (38,2%); Dobrogea, 59 (6,05%) şi *Podişul Transilvaniei;* 7 (0,75%).

Cea mai lungă peşteră de la noi este Topolniţa (11 km) din Podişul Mehedinţi, după care urmează peştera Vîntul (6 km) din Munţii Pădurea Craiului şi apoi Izvorul Tăuşoarelor (5,050 km) din Munţii Rodnei, iar cea mai adîncă, ultima (340 m).

[1] După M. Bleahu — T. Rusu (1964), rocile solubile ocupă pe teritoriul nostru 4 400 km² sau 1,4% din suprafaţa ţării.

II. Carstul pe roci clastice

Acesta este mult mai extins în suprafață, dar mai redus pe verticală și el se referă în special la gresii și conglomerate (975 km² sau 0,41% din suprafața țării), loess și depozite loessoide (43 800 km² sau 18,49% din suprafața țării).

Pe unități de relief, gresiile și conglomeratele ocupă 648 km² în *Carpații Orientali* și 327 km², în *Carpații Meridionali.*

Loessul și depozitele loessoide au cele mai mari întinderi în Cîmpia Română (28 370 km²) și Cîmpia Tisei (7 350 km²), apoi în Dobrogea (5 230 km²) și Podișul Moldovei (2 850 km²).

III. Clasificarea pe mari unități morfostructurale

Carstul din țara noastră poate fi clasificat după diverse criterii, ca de exemplu după *litologie* (rocă), așa cum s-a văzut mai înainte; după *gradul de carstificare* sau *fază de evoluție* în: holocarst, merocarst, și mixt; după *zona climatică* în care se dezvoltă — carst de climat rece, temperat, subtropical, deșertic, tropical umed.

După *criteriul morfostructural,* în România se pot distinge două categorii de carst — *carpatic* și *extracarpatic.*

1. *Carstul carpatic* sau de *orogen,* aparține zonei muntoase cu relief etajat și energie mare, o unitate bioclimatică bogată în precipitații (peste 700—800 mm anual) și păduri. În Carpați, carstul este destul de extins (legat mai ales de calcarele mezozoice), în trepte, suspendat, și foarte variat sub raport *litologic* (predominant calcaros), *morfologic* (ca exo și endocarst) și *hidrologic* (cu rețea săracă la suprafață, dar bogată în interior), intens drenat și cu rețea predominant exoreică.

Drenajul accentuat al carstului carpatic se datorește poziției altimetrice a Carpaților în raport cu depresiunile joase înconjurătoare, ca și rețelei hidrografice divergente, cu mare densitate și energie.

Carstul carpatic prezintă o evidentă etajare pe verticală, pe nivele de modelare, atît sub raport morfostructural, cît și morfoclimatic, ca rezultat direct al mișcărilor neotectonice, iar diaclazarea accentuată, internă și externă, a ușurat desfășurarea proceselor de carstificare, mai ales în etapa villafranchian — cuaternar, cu mari oscilații climatice. Carstului calcaros carpatic i se alătură în Subcarpați cel pe gips și sare.

2. *Carstul extracarpatic, de platformă,* aparține zonei joase din Cîmpia Română, Podișul Dobrogei și Moldovei, fiind predominant clastic, loessoid și apoi, carbonatic, calcaros.

Slaba etajare pe verticală a reliefului carstic face ca alături de exoreismul rețelei hidrografice să apară și endoreismul ei, specific zonelor centrale ale cumpenilor de apă.

Sub raport bioclimatic, acest carst aparține zonei de stepă și silvostepă, cu precipitații anuale sub 500 mm și vegetație ierboasă dominantă.

Structurile orizontale din sudul Dobrogei şi din fundamentul Cîmpiei Române, ca şi desele discordanţe stratigrafice indică o mai clară suprapunere a diferitelor generaţii de carsturi fosilizate decît în carstul carpatic.

IV. Importanţa practică a carstului

Studiul carstului prezintă importanţă nu numai sub raport teoretic, ci şi practic în legătură cu *formarea zăcămintelor de bauxită*, legată de prezenţa lateritei fosile, cu *alimentarea cu apă* a oamenilor şi animalelor, cu *dezvoltarea agriculturii*, cu *efectuarea diferitelor construcţii geotehnice* (căi de comunicaţie, baraje, lacuri de acumulare etc.).

Procesele de diaclazare şi eroziune chimică (dizolvare), de sufoziune şi tasare ridică tehnicienilor probleme dificile în legătură cu stabilitatea construcţiilor.

Nu trebuie uitată nici valoarea economică a rocilor carstificabile, calcar, loess, ca materiale de construcţie sau a sării şi gipsului, în diferite alte scopuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XI

SISTEMUL DE MODELARE A REGIUNILOR ARIDE ȘI SEMIARIDE (SISTEM ZONAL)

A. REGIUNILE ARIDE ȘI SEMIARIDE (USCATE) ȘI SPECIFICUL LOR

Regiunile cu climat uscat se caracterizează printr-un sistem de modelare în care scurgerea permanentă a apei dispare datorită climei sau se reduce la forme speciale (*scurgerea în pînză, șiroirea intermitentă* etc.). Aici predomină procesele de dezagregare mecanică, care îmbracă versanții cu blocuri mari. Cînd acestea sînt fărîmițate mult și transformate în particule mici, vîntul este acela care ia locul rîurilor, caută să le transporte, creînd o morfologie specială, aceea a dunelor (*A. Cholley — R. Clozier*, 1952).

Relieful regiunilor aride și semiaride are o legătură și mai strînsă cu clima decît cel din regiunile temperate.

Regiunile aride și semiaride ocupă circa 1/3 din suprafața uscatului și sînt repartizate astfel: 43% din întinderea continentului, în Australia, 40%, în Africa, 35%, în Eurasia, și 10%, în America. Acestea cuprind deșerturi și stepe, unde ploile sînt insuficiente și foarte neregulate pentru ca să se formeze un curs normal de apă.

În deșerturile extreme, cum este Sahara Centrală sau Chile de Nord, nu este vorba de o scurgere propriu-zisă și nici chiar în deșerturile atenuate și în stepe, unde există numai o scurgere intermitentă.

Deșerturile se disting de stepe atît prin cantitatea de precipitații și vegetație, cît mai ales prin valoarea indicelui de ariditate (<5 în deșerturi și 5—10 în stepe).

În concluzie, regiunile aride și semiaride ocupă locul al doilea ca suprafață (32%), după regiunile cu climă temperată, și ele se suprapun în primul rînd cu *deșerturile*, care reprezintă prototipul regiunilor aride și care ocupă singure 30 564 300 km² (23%) din suprafața uscatului.

I. Deșerturile. Scurtă caracterizare

După o definiție foarte generală, deșertul este o regiune cu ploi extrem de puține, în care viața vegetală și animală este foarte redusă, iar populația foarte rară.

BCU IASI UNIVERSITY LIBRARY

Între primii cercetători care s-au ocupat cu studiul deşerturilor se pot cita J. Walther (1890) şi V. Obrucev (1890).

După J. Walther, deşerturile reprezintă *regiuni ale paradoxelor geografice* caracterizate prin forme de relief proprii, originale, unde procesele vieţii fizice şi chimice sînt diferite de cele din regiunile umede.

Relieful deşertic se dezvoltă după legi proprii, *pe bazine endoreice sau depresiuni cu nivele de bază proprii,* locale, diferite de nivelul oceanic universal.

În opoziţie cu teza lui J. Walther există o altă părere, după care deşerturile nu au forme proprii, ci ele moştenesc forme mai vechi, relicte ale unor condiţii climatice diferite de cele actuale, care s-au păstrat datorită caracterului conservativ al mediului deşertic.

Exprimat în alt mod, deşertul constituie un fel de *muzeu natural,* în care sînt asociate forme de vîrste diferite, apărute în condiţii fizico-geografice diferite.

Adevărul se află la mijloc, în sensul că deşerturile moştenesc reliefuri mai vechi, dar în acelaşi timp generează şi forme noi, care poartă amprenta actualelor condiţii fizico-geografice.

Cele mai întinse regiuni deşertice sînt în Sahara, Libia şi Kalahari (Africa), Peninsula Arabică, Asia Centrală, deşerturile Turanului, Takla-Makan, Gobi, Tibet, apoi în Cîmpia Indului (Deşertul Thar), din Asia; Australia de Vest; Marele Bazin, Podişurile Colorado şi Mexic (America de Nord), Atacama, (America de Sud) etc.

Cauzele care condiţionează formarea deşerturilor sînt următoarele: *lipsa de precipitaţii suficiente* (aşezarea pe glob, în special pe tropice, unde alizeele nu aduc precipitaţii); *poziţia* regiunilor în interiorul continentelor, departe de influenţele oceanice şi barierele muntoase care închid depresiuni vaste şi opresc ploile să pătrundă în interior; *prezenţa unui regim anticiclonal,* cu vînturi descendente, care împrăştie umezeala spre mărgini, permeabilitatea rocilor de suprafaţă (calcare, loess) etc.

Deşerturile se caracterizează în ansamblu prin trăsături fizico-geografice specifice, redate mai departe.

Relief de munţi reziduali, un fel de schelete de stînci, care-şi arată osatura şi tectonica foarte clar; *mări de grohotişuri,* datorită dezagregărilor intense; *podişuri pietroase* foarte întinse, de tip *hamada* şi *cîmpuri de dune, de tip erg.*

Climă cu oscilaţii termice diurne mari şi solul arid, lumină orbitoare; *vînturi uscate,* furtuni de nisip; ploi foarte sărace şi cu caracter violent.

Hidrografia se caracterizează prin ape de suprafaţă care prezintă o degradare progresivă de la margini spre interiorul deşertului, cu toate consecinţele ei; izvoarele sînt foarte rare, apele subterane apărînd cu deosebire în oaze.

Viața organică este foarte redusă, din lipsa umezelii. Dintre acestea, o atenție specială merită însă *degradarea regimului hidrologic,* care constituie un caracter foarte important al regiunilor deșertice, rezultat direct al degradării regimului ploilor, naturii solului și reliefului.

O altă caracteristică a hidrografiei din aceste regiuni o constituie *predominarea scurgerii endoreice,* cum sînt, de exemplu: bazinele Eyre (Australia), Tarim (Asia), Ciad (Africa), Marele Bazin (America de Nord) etc.; rîurile nu au un nivel de bază fix fiecare revărsare avînd alt nivel de bază, ca altitudine și poziție.

Profilele longitudinale ale văilor prezintă numeroase rupturi de pantă. Apele din ploi nu au talveguri sigure, ci se scurg pe suprafețe înclinate sub formă de pînză, numită în America de Nord *sheet-flood,* cu caracter de scurgere superficială.

În timpul ruperilor de nori, torenții îneacă local văile uedurilor vechi, iar materialul cărat de acestea este supus sub formă de *„lavă torențială".* La debușeu, albiile se despletesc în rigole, aluviunile sînt răspîndite peste tot, de aceea nu se întîlnesc conuri de dejecție bine conturate, *ci glacisuri piemontane.*

Regiunile endoreice ocupă 28 milioane de km² (17% din întinderea uscatului). Repartiția acestora pe continente (v. fig. 105) este următoarea:

— Europa	5%	din suprafața ei	(0,4 mil. km²);
— America de Nord	5%	„ „ „	(1 mil. km²);
— America de Sud	8%	„ „ „	(1,4 mil. km²);
— Australia	43%	„ „ „	(3,3 mil. km²);
— Asia	24%	„ „ „	(10 mil. km²);
— Africa	40%	„ „ „	(12 mil. km²).

Datorită lipsei de scurgere la ocean, produsele dezagregării din regiunile endoreice umplu porțiunile cele mai coborîte, rămînînd astfel pe loc și formînd întinse *mări de blocuri,* suprafețe netede cu mici denivelări.

În afară de regiunile endoreice, există și *regiuni areice,* care nu au nici o scurgere, așa cum este Marele Erg al Saharei.

Regiunile fără scurgere sînt constituite din bazine sau depresiuni de mărimi și forme diferite, care în unele cazuri au fundul sub nivelul oceanic, ocupat de lacuri fără scurgere sau sînt uscate.

Aceste depresiuni rămîn mult timp închise și separate între ele. Originea lor este diferită. Ea poate fi *tectonică* (fiind stabilite în *sinclinale* sau grabene), carstică, eoliană (prin deflație și coraziune) și erozivă (vechi văi fluviatile).

Explicaţia eoliană consideră că vîntul reprezintă factorul principal atunci cînd regiunea este formată din roci care pot fi supuse deflaţiei şi coraziunii sau cînd forţa vîntului creşte, datorită unor cauze locale (A. F e d o r o v i c i, 1954).

II. Clasificarea deşerturilor

1. Ariditatea ca bază a clasificării deşerturilor

Ariditatea sau uscăciunea reprezintă elementul climatic principal al zonelor deşertice şi semideşertice, în care raportul dintre precipitaţii şi evaporaţie este negativ, ca o consecinţă directă a doi factori de bază — *circulaţia atmosferică generală şi gradul de continentalism.*

În mod obişnuit se disting trei grade sau regiuni de ariditate: *extreme* sau *hiperaride* (în care pot trece 12 luni fără precipitaţii), aride (în care precipitaţiile sînt anuale şi sezoniere, dar insuficiente şi destul de neregulate) şi semiaride (unde cuvertura de sol şi vegetaţie este aproape continuă, iar culturile sînt posibile).

2 Marile regiuni aride ale globului

După datele mai noi, marile regiuni aride ale globului sînt mai complexe decît cele indicate în ediţia întîia (fig. 180). Astfel, după J. D r e s c h (1966), ele se împart după cum urmează:

a. *deşerturi extreme* (4% din suprafaţa uscatului)
- — *calde* (Sahara);
- — *temperate* (Namib, Peru, Chile);
- — *reci* (Takla Makan).

b. *regiuni aride* (15% din suprafaţa uscatului)
- — *calde, temperate,* datorită mării (Mauritania) sau altitudinii, cu ierni puţin reci din cauza altitudinii (Altiplano) sau latitudinii (Patagonia);
- — *reci* pentru aceleaşi motive (Gobi, Asia centrală sovietică, Marele Bazin);
- — *cu anotimp umed de vară,* tropicale calde (Sahara sudică, Marele deşert australian), temperate (Kalahari, California de sud);
- — *cu sezon umed de iarnă,* calde, temperate, cu iarnă puţin rece (regiunile mediteraneene) sau reci.

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

c. *regiuni semiaride*
- *fără precipitații sezoniere*
  - — *temperate* (Murrayul superior din Australia);
  - — *ierni răcoroase* (Arizona) sau *reci* (Ucraina de Sud);
- *cu veri umede*
  - — *calde* (tropicale);
  - — *continentale,* temperate prin altitudine (Kenia) sau latitudine (Gran Chaco);
  - — *cu ierni răcoroase* (China de Nord) sau *reci* (Mongolia, Kazahstan, cîmpiile centrală și nordică ale St. Unite);

În afară de ariditatea diferită a deșerturilor reținem de aici în mod special și cele trei *fonduri climatice generale* în care apar acestea — *cald, temperat și rece,* ceea ce le diferențiază destul de mult sub raport morfogenetic.

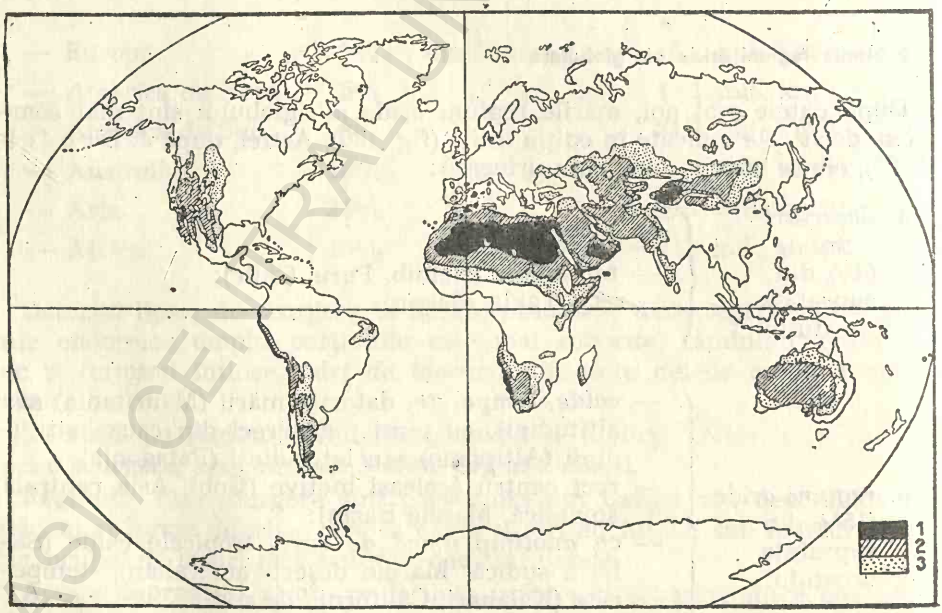


Fig. 180. Marile regiuni aride ale globului (după Peveril Mays din The Lanscape in Aridity de P. F. Peel, 1966):
1 — regiuni cu ariditate extremă; *2* — regiuni aride; regiuni semiaride).

BCU IAȘI / CENTRALĂ UNIVERSITARĂ LIBRARY

În ce privește vîrsta regiunilor aride (a deșerturilor în general) trebuie precizat că cele mai multe sînt precuaternare (terțiare și mai vechi) și destul de puține, de dată mai recentă, iar ca întindere, suprafața lor a variat mult în raport cu oscilațiile climatice.

B. SISTEMUL DE MODELARE – PROCESELE ȘI RELIEFUL SPECIFIC

Asupra sistemului de modelare a regiunilor aride și semiaride nu toți specialiștii sînt de acord pînă în prezent.

Astfel, relieful actual din regiunile hiperaride și aride se explică, după cei mai mulți cercetători, prin *condițiile paleoclimatice* și prin *alte procese morfogenetice* mai eficace sau cu alte cuvinte, formele reliefului major actual sînt moștenite din timpul unui climat mai umed.

Pentru regiunile semiaride, cu mari contraste sezoniere termice și pluviale, sistemul de modelare specific este cel de *plantație laterală* prin retragerea paralelă a versanților cu ei înșăși sau de pediplanație, elaborat de L. C. King (1953) în care se îmbină strîns procesele de alterare, hidrografice și eoliene.

Și A. Cailleux (1956) consideră deasemenea că pedimentația — respectiv pediplanația — este specifică regiunilor semiaride.

Așa cum s-a mai arătat, acest sistem de modelare grupează o serie de procese foarte strîns unite între ele prin condițiile climatice de aridi-tate.

Aridităţea constituie motorul principal al tuturor proceselor morfogenetice specifice aici (predominarea alterării fizice asupra celei chimice, scurgerea intermitentă a apei, cu regim brutal și contrastant, extinderea mare a acțiunii de transport și acumulare a vînturilor, etc.).

Pe primul plan și avînd un rol predominant stă *dezagregarea mecanică a rocilor*, iar *șiroirea și scurgerea intermitentă a apelor*, cînd există, se manifestă sub forme cu totul speciale, ca *sheetflood și ueduri.*

Nu este vorba aici de rîuri permanente autohtone, de albii fluviatile stabile sau de talveguri continue; funcțiile de transport sînt preluate de vînt, care reprezintă agentul principal al modelării prin transport.

Sistemul de modelare a regiunilor aride are ca unitate morfologică *bazinul endoreic* (închis și fără scurgere la mare) și nu bazinul hidrografic, care este specific așa cum s-a văzut, sistemului de modelare a regiunilor temperate umede.

I. Dezagregarea rocilor

Dezagregarea rocilor, care deși este în general un proces elementar de modelare (eroziune mecanică), are cel mai mare rol, datorită oscilațiilor bruște de temperatură (în deșerturile reci prin acțiunea înghețului și dezghețului, care poate atinge la amplitudini de 30—40° între zi și noapte, cînd termometrul poate ajunge la —20°, iar în deșerturile calde, aceasta se datorește insolației, încălzirii excesive a rocilor în cursul zilei).

Dezagregarea rocilor din deșerturile reci aparține în general *procesului de crioclastism*, iar cea din deșerturile calde, *procesului de termoclastism.*

Astăzi se tinde ca să se atribuie un rol din ce în ce mai mare fenomenelor de *hidratație și de hidroliză* (sub această acțiune, unele cristale ale rocilor sînt capabile să-și mărească volumul de mai multe ori). Se înțelege că orice rocă eterogenă, supusă unei astfel de variații de volum, tinde să se dezagrege.

Desicația este procesul contrar hidratării, adică de scoatere a apei din roci prin uscare, evaporare. Acest proces se observă mai ales în depresiunile închise, umplute cu depozite argiloase, de săruri sau cu gipsuri.

Cuplul de procese hidratație-desicație contribuie, alături de o alterare chimică slabă, la descuamarea sau cojirea rocilor în regiunile aride.

Descompunerea chimică propriu-zisă nu joacă decît un rol foarte mic, din cauza lipsei de umiditate. Pe suprafețele plane, după ploile excepționale, se produce însă o descompunere chimică extrem de rapidă și intensă, în raport cu căldura.

Imbinate, dezagregarea mecanică și descompunerea chimică dau cele mai complexe *reliefuri ruiniforme și mări de blocuri,* cu aspect de podișuri stîncoase, acoperite cu o peliculă de grohotișuri, pereți verticali sau *munți cu aspect scheletic,* de creste pile, turnuri, etc.

II. Acțiunea apei — sheet-flood-ul și uedurile

Scurgerea apei nu lipsește totdeauna din deșerturi. Ea se întîlnește în special în regiunile muntoase și are caracter intermitent, sub *formă de scurgere difuză sau în pînză* (sheet-flood) și *scurgere lineară* (uederi).

Sheet flood-ul (scurgere în pînză) este o formă de șiroire caracteristică regiunilor aride și semiaride. Concentrarea progresivă a șiroirii din regiunile umede nu se produce aici. Rigolele ce debușează la piciorul munților se etalează și sfîrșesc prin a forma o peliculă de apă, o pînză de cîțiva centimetri și uneori chiar 1 m.

Viteza acestor scurgeri în pînză este capabilă să erodeze suprafața stîncoasă de pe bordura munților și să se încarce în același timp cu materiale pe care le rupe. Puțin mai departe, slăbind, ele abandonează mai întîi materialele cele mai grele și pe măsură ce panta se îndulcește, pe cele mai fine — nisipuri și depozite argiloase, care se acumulează pe fundul bazinului, endoreic.

Uedurile se formează după averse și se produc numai sub formă de creșteri mai mult sau mai puțin violente. Valul, adunînd de pe versanții văii toate produsele rezultate prin dezagregarea rocilor, le transformă repede într-o pastă semilichidă. La capătul celor cîteva zeci de kilometri, sarcina devenind prea mare, creșterea se oprește, materialele se îngrămădesc și apa iese la suprafață sau se pierde prin infiltrație și evaporare. Pot trece cîteva luni sau ani pînă să se formeze o nouă creștere.

Urmele ultimei creşteri se şterg repede prin surpări de maluri, spulberări de nisipuri de către vînt etc.

Cînd o nouă creştere formează un alt val de apă, albia nu se mai observă. Valul trece cînd la dreapta, cînd la stînga.

Aceste deplasări repetate, în acelaşi timp cu absenţa albiei fixe explică lărgimile excesive ale văilor aride.

Incapabil de a concentra apele (eroziune lineară), uedul în loc de a se adînci, exercită prin această mişcare de măturare o eroziune laterală viguroasă. De aceea nu există o albie minoră şi un talveg în regiunile aride. Se ajunge astfel la adevărata degradare a văii lipsită de o scurgere continuă.

Scurgerea liniară în general intermitentă, devine mai bine organizată în cuprinsul munţilor şi oriunde moşteneşte văi mai vechi, relicte.

Ea este mai puternică sau mai violentă la începutul creşterii apei şi mai slabă pe măsură ce se lungeşte, iar durata este numai de cîteva ore şi mai rar cîteva zile.

Totul depinde de întinderea bazinului, pantă şi rocă, apoi de importanţa şi intensitatea precipitaţiilor (debit), de sarcină, etc.

Uedul devine, aşa cum arată J. Dresch (1966), *un agent activ de eroziune, transport şi acumulare numai în regiunile periferice, semiaride,* activitatea lui diferă de cea a unui rîu permanent din regiunile temperate, prin marile variaţii ale raportului *putere-sarcină* în sens longitudinal şi lateral, care sînt foarte brutale, iar nivelele de bază, foarte schimbătoare, imprecise pentru a se putea ajunge la regularizarea profilului longitudinal.

Desele difluenţe şi schimbări de albie alături de despletirile în braţe, succesiunile variate ale depunerilor grosiere pe orizontală şi verticală denotă viaţa intimă ale acestor „organisme naturale" de o violenţă neîntîlnită în alte regiuni ale globului.

În concluzie, instabilitatea uedurilor în plan reprezintă o acţiune foarte importantă în planaţia laterală a reliefului înalt din regiunile semiaride şi aride.

Ca rîuri permanente, regiunilor aride şi semiaride, le aparţin numai cele *alogene,* cum sînt Nilul, Indul şi altele a căror acţiune în modelarea generală a reliefului este fără importanţă deosebită.

III. Vîntul, factor major al sistemului de modelare deşertică

Vîntul este unul din agenţii ce condiţionează cele mai generale procese de modelare de pe suprafaţa Pămîntului, acţionînd de la nivelul oceanic şi pînă în vîrfurile celor mai înalţi munţi. De asemenea, şi dinamica apelor marine este provocată în cea mai mare parte de vînturi.

Vîntul acţionează ritmic şi se resimte pe întreaga suprafaţă a Pămîntului, dar cu intensităţi diferite. Rolul vîntului, sub raport geomorfologic, devine cu atît mai evident, cu cît intensitatea lui creşte. De asemenea trebuie arătat că vîntul devine un agent geomorfologic numai cînd vine în

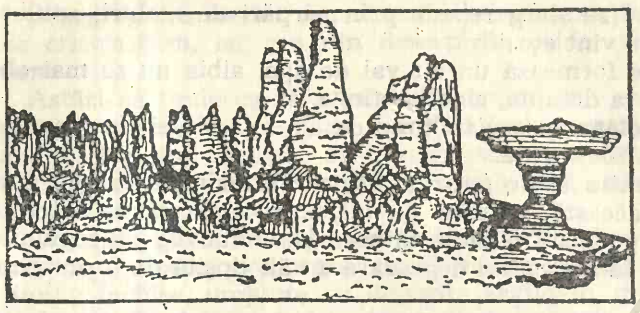


Fig. 181. Forme reziduale în deșerturi (colonade, obeliscuri, ciuperci și altele), datorite deflației și coraziunii (schematizate în parte, după A. Holmes).

contact cu suprafața litosferei, care îi frînează viteza, contribuind astfel la distrugerea acesteia.

Acțiunea de modelare a vîntului are un caracter zonal foarte evident în deșerturi, unde *mobilitatea aerului* este mare, datorită alizeelor, care par a aluneca la suprafața solului, fenomenelor de turbulență (vîrtejuri cu axa verticală), fenomenelor de convecție (vîrtejuri cu axa orizontală), capabile de a aspira elementele cele mai fine de nisipuri și de a le transporta mai departe.

Vîntul este în primul rînd un *agent de transport.* El evacuează nisipurile, pe care le depune, ca și rîurile, cînd sarcina devine prea mare.

Vîntul este de asemenea un factor de eroziune. Cu ajutorul nisipurilor transportate și proiectate, uzează rocile, sapă alveole de diferite dimensiuni.

Mecanismul de lucru și legile acțiunii eoliene. Vîntul desfășoară o acțiune de modelare unitară și cu triplu aspect: *acțiunea distructivă* sau *de eroziune,* care se efectuează prin *deflație* și *coraziune, acțiunea de transport,* care se fac prin *rostogolire* sau în *suspensie și acțiunea de depunere,* cu efect constructiv.

Dintre aceste acțiuni, laturile contrare sînt: *eroziunea* și *acumularea,* iar *transportul* reprezintă veriga de legătură dintre acestea.

Acțiunea distructivă și acțiunea constructivă, care reprezintă de fapt cele două laturi principale ale procesului eolian în ansamblu, sînt diferite în timp și spațiu, în unele locuri fiind predominantă acțiunea distructivă, iar în altele, cea constructivă.

Modelarea eoliană diferă de asemenea foarte mult de celelalte procese externe, iar legile eoliene se deosebesc net de cele fluviatile, glaciare și litorale.

În primul rînd, vîntul nu are un nivel de bază, el acționînd în raport de condițiile generale ale distribuției presiunii atmosferice (principalii centri de minimă și maximă presiune), de condițiile locale de relief (microclimă), de raportul dintre uscat și apă.

Legea cea mai bine conturată ce se poate stabili în legătură cu acțiunea de modelare a vîntului este următoarea: *relieful eolian este cu atît mai bine dezvoltat cu cît direcția și intensitatea vînturilor sînt mai constante și mai îndelungate, și cu cît lipsa de precipitații este mai mare.*

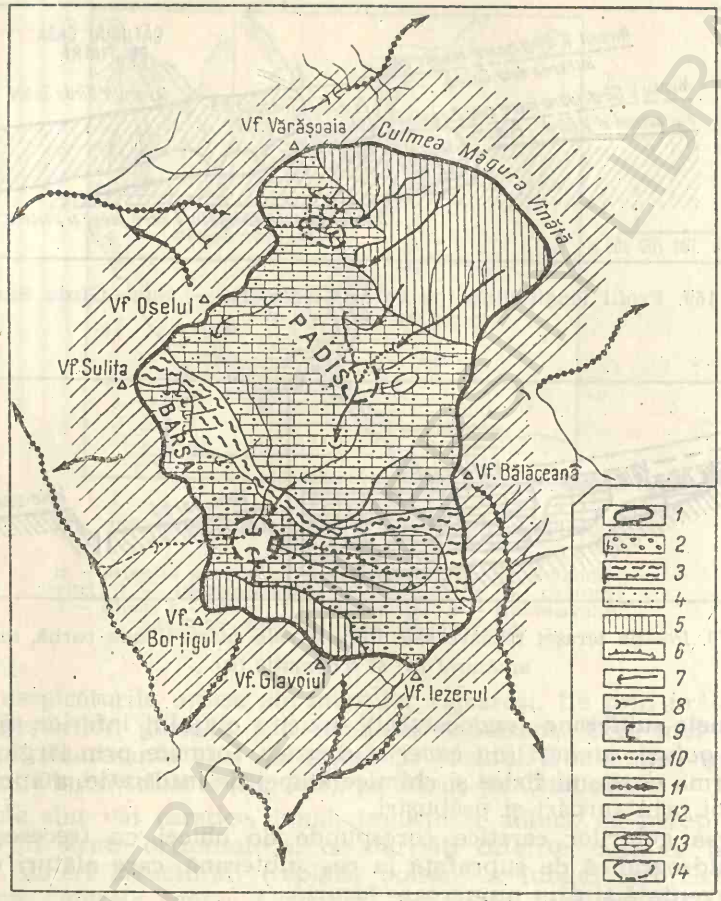


Fig. 171. Regiunea Padiș. Cetățile Ponor din Munții Apuseni (după M. Bleahu, cu unele modificări ale autorului). Tip de carst suspendat:

1 — limitele regiunii; *2* — calcare-dogger-malm-neocomian; *3* — șisturi și gresii-liasic; *4* — calcare și dolomite-triasic mediu și superior; *5* — șisturi și gresii permo-werfenian; *6* — limita pînzei de Codru; *7* — ponoare; *8* — izbucuri; *9* — peșteri; *10* — cursuri subterane-probabile; *11* — rețeaua hidrografică divergentă la periferia regiunii; *12* — direcția predominantă a rețelei hidrografice din regiune NE—SV; *13* — zone carstice; *14* — zone de convergență a rețelei hidrografice.

cesului de eroziune se formează în albia rîurilor microrelieful de *căldări* sau *marmite*[1]. Paralel cu eroziunea, rîurile subterane au și o acțiune de acumulare a aluviunilor transportate.

[1] Vezi fig. 117, a.

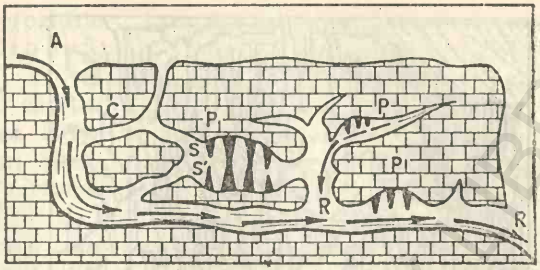


Fig. 172. Un sistem de peșteri: *P* — peșteră; *C* — canal subteran; *R* — rîu subteran; *S—S'* — stalactite și stalagmite; *A* — punctul unde dispare rîul de la suprafață.

b. *Peșterile* reprezintă cele mai mari și mai organizate goluri carstice, caracterizate printr-o microgeomorfologie subterană specifică.

După noi, *peștera* nu este tot una cu *grota,* ultima reprezentînd un gol subteran ce poate apărea în orice rocă și care poate fi generată și de om. De asemenea, trebuie arătat că nu orice grotă, cu dimensiuni reduse și neorganizată, formată chiar în calcar, reprezintă o peșteră.

Deci, noțiunea de *grotă* are un sens mai larg și ea poate fi folosită pentru orice fel de gol subteran, iar cea de *peșteră,* este mai restrînsă, în sensul că numai *grotele carstice mari* sînt sinonime cu *peșterile.*

În concluzie, *peștera reprezintă un gol sau o grotă carstică, care a intrat însă în procesul de stalagmitizare, condiția de bază a evoluției oricărei peșteri.*

Peșterile pot fi *simple* sau *complexe* (adevărate labirinturi de galerii, ramificate în diferite direcții, așezate în etaje), care ajung uneori la dimensiuni foarte mari (fig. 172). De asemenea peșterile pot fi *oarbe* sau *închise* (fără fund) și *deschise; umede* (cu rîuri și lacuri) și *uscate;* cu *un etaj* (peștera Dîmbovicioarei) sau *mai multe etaje* cum sînt peșterile: *Topolnița, Comarnic, Meziad* etc. Etajele peșterilor oglindesc fazele de adîncire ale apelor carstice și ele corespund cu schimbarea bazelor de eroziune ale văilor fluviatile, cu care sînt legate.

c. *Microrelieful peșterilor* este destul de variat și reprezentat după *I. Ilie* (1970) prin forme de *eroziune* și *coroziune:* galerii, coridoare, săli, pilieri (stîlpi de eroziune), marmite, terase în rocă, lapiezuri de peșteră, striuri, hieroglife, lamele, nișe etc.; *forme de precipitare chimică:* stalactite (forme de tavan), thololite (cupole de piatră), văluri (scurgeri de perete), stalagmite (forme de podea); perle de cavernă, bazinete de podea (gours-uri) și *forme mixte* (de eroziune și acumulare): terase în rocă acoperite cu o crustă de calcit, forme concoidale de farfurioare și linguriță, terase de aluviuni etc.

Dintre toate acestea, cele mai interesante sînt formele de precipitație chimică, datorite *procesului de stalagmitizare.*

Stalactitele sînt forme *descendente* și stalagmitele, *ascendente,* iar prin unirea acestora ia naștere microrelieful de *colonade* sau *coloane* (fig. 173).

Procesul de precipitație chimică sau de stalagmitizare depinde de agresivitatea apei de infiltrație, durata acestei acțiuni, natura calcarului, climă și alte cauze.

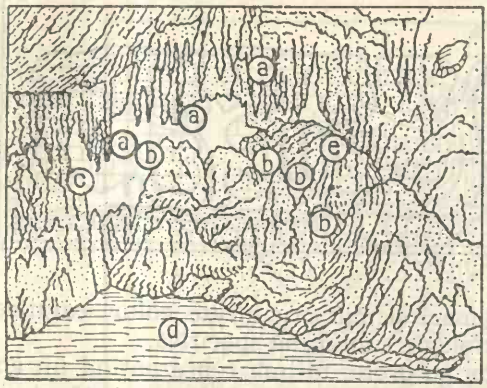


Fig. 173. Interiorul unei peșteri: *a* — stalactite; *b* — stalagmite; *c* — coloană; *d* — lac subteran; *e* — draperii.

După cît se pare procesul de stalagmitizare este destul de nou, de vîrstă cuaternară și el corespunde după unii autori *fazelor reci, glaciare* (periglaciare), iar după alții *fazelor calde, interglaciare* (interperiglaciare).

În legătură cu evoluția endocarstului se pot distinge două faze — *una de formare și lărgire a golurilor* prin eroziunea mecanică și chimică a apei subterane și *alta de umplere a golurilor carstice* prin acumulare fluviatilă, deluvială, surprări, prăbușiri etc., care duce la înfundarea canalelor carstice.

III. Carstul pe alte roci solubile

Acesta face parte din *carstul secundar*, numit astfel în raport cu carstul propriu-zis. Cele mai numeroase și mai variate forme carstice se întîlnesc la noi pe *sare*.

1. **Carstul în sare** apare, de exemplu, la Sovata, în masivul de sare[1] din cuta diapiră scoasă la zi de către eroziunea efectuată de rețeaua hidrografică, și în special de Pîrîul Sărat. El este reprezentat prin doline ovale, formate prin procesul de disoluție și în care se află lacuri sărate: Ursu, Aluniș, Dulce, Sărat, Roșu, Șerpilor etc. Cel mai mare este *Lacul Ursu*, care are o adîncime de 16 m. Alte forme întîlnite la Sovata sînt lapiezurile, pîlniile și avenele.

Pîlniile de aici sînt tot un fel de doline, însă mult mai mici și cu formă rotundă. La acestea se adaugă formele pozitive, reprezentate prin masivele de sare care apar la zi, cel mai mare fiind masivul din nordul Lacului Verde, denumit *„Carpații" (Muntele) de sare*. Carstul de la Sovata a fost descris de către *Gh. Popa* (1961) și el se vede în figura 174.

Alte carsturi în sare se întîlnesc la Slănic — Prahova, unde apar *doline, avene, lapiezuri* și mai ales numeroase alunecări generate de ar-

[1] Denumit și *Muntele de sare*.

gila sării şi de procesele de eroziune (V. Secu, 1966, A. Cioacă, 1967).

În Subcarpaţii de curbură, carstul în sare apare în Depresiunea Bisoca-Nęculele, pe valea pîrîului Sărăţelu şi a fost descris de *H. Grumăzescu* (1960).

Aici se pot vedea *lapiezuri* bine dezvoltate la punctul denumit *Sarea Roşie*, formate de apa de şiroire, *depresiuni circulare cu dimensiuni mici* (6—8 m diametru şi 1—2 m adîncime), cu fundul plat, de tipul uvalelor în sare, şi *depresiuni ovale mai mari* (cu dimensiuni de 400 m lungime, 160 m lăţime şi 10—15 m adîncime), de tipul *poliilor*, formate prin prăbuşirea tavanului, ca urmare a dizolvării masivelor interioare de sare. Cea mai dezvoltată polie în sare este depresiunea *La Suhat*, unde se află lacul cu acelaşi nume.

Peşterile reprezintă cavităţile sau grotele inferioare şi din care cele mai multe nu au ieşire la zi, prezenţa lor fiind confirmată numai de formarea uvalelor sau poliilor în sare.

Cea mai mare peşteră se află în masivul *Sarea Roşie*, pe versantul drept al torentului cu acelaşi nume. Ea are 16 m lungime (porţiunea accesibilă), 1—4 m lăţime şi 2—4 m înălţime şi prezintă două galerii principale, cu înclinări diferite (H. Grumăzescu, 1960).

2. **Carstul în gips** a fost descris în multe regiuni ale globului, în Alpi, Apenini şi mai ales în Sicilia, unde este reprezentat prin lapiezuri, reţele de doline, văi adînci şi înguste, dispariţii de rîuri etc. Un astfel de exemplu se vede în figura 175.

La noi, un început de carst apare în gipsurile acvitaniene din depresiunea Nucşoara, la izvoarele Pîrîului

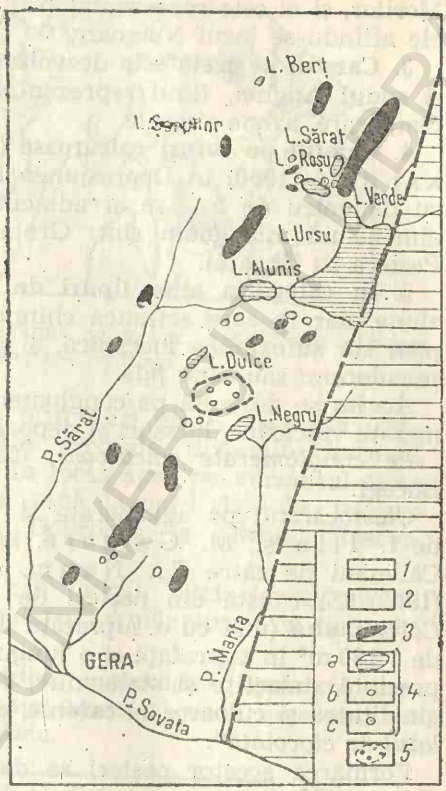


Fig. 174. Carstul în sare de la Sovata-Băi (după Gh. Popa):
1 — aglomerate vulcanice; *2* — depozite mediteraneene; *3* — masive de sare la zi; *4* — depresiuni carstice în sare (*a* — lacustre; *b* — doline; *c* — avene); *5* — zone argiloase cu doline în curs de formare.

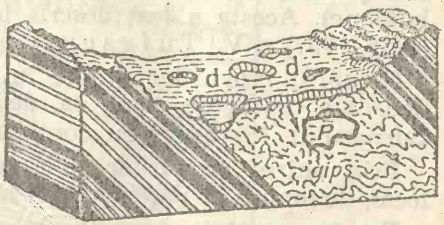


Fig. 175. Carst în gips (după L. Moret):
d — doline; *P* — peşteră.

Morilor, şi el este reprezentat prin lapiezuri şi cîteva doline, într-una din ele aflîndu-se lacul Nucşoara.

3. **Carstul pe cretă** este dezvoltat mai mult în nordul Franţei, în Belgia şi sudul Angliei, fiind reprezentat prin doline rare, văi seci, dispariţii temporare, avene şi grote.

4. **Carstul pe tufuri calcaroase** (travertin) a fost descris de M. Alexandru (1960) în Depresiunea Borsec, unde apare *un cîmp de doline* cu diametru de 5—6 m şi adîncime de 0,50—100 m) şi *cîteva grote* cu dimensiuni mici (cum sînt: Grota Urşilor, Peştera, Cetatea Bufniţei şi Peştera cu Gheaţă).

5. **În categoria altor tipuri de carst** intră carstul format prin sufoziune, dar în care acţiunea chimică are un rol secundar, iar pe primul plan stă sufoziunea mecanică, şi de aceea ele au mai mult caracter de *pseudocarst* sau *carst fals.*

Acesta se dezvoltă pe conglomerate şi gresii calcaroase, tufuri şi aglomerate vulcanice, loessuri şi depozite loessoide etc.

Pe conglomerate calcaroase, clastocarstul a fost semnalat în Munţii Bucegi.

Clastocarstul pe aglomerate şi tufuri vulcanice a fost studiat la noi de I. Ilie şi M. Grigore, *în Munţii Harghita* (1962), şi în Munţii Călimani de către Tr. Naum, M. Giurescu şi E. Butnariu (1962). El constă din peşteri de diferite dimensiuni, cum sînt *Grotele Călimanului* (una cu o suprafaţă de 1 735 m² şi o lungime de 150 m, alta de 1 180 m² în suprafaţă şi o lungime de 160 m, iar a treia, cea mai mică, prezintă stalactite şi stalagmite, formate din oxizi de fier). Pentru originalitatea şi culoarea ei cafenie, cercetătorii amintiţi au denumit-o *„Palatul de ciocolată".*

Formarea acestor peşteri se datoreşte tot apelor din precipitaţii bogate în CO_2, care au contribuit la alterarea feldspatului din andezit şi la formarea caolinului. În felul acesta, roca şi-a pierdut coeziunea, iar materialele fine au fost îndepărtate prin spălare şi astfel au apărut golurile subterane.

Clastocarstul pe loess şi depozite loessoide este reprezentat mai ales prin *microrelieful de suprafaţă* (microdepresiuni, crovuri, găvane, rovine sau padine, cu dimensiuni variabile (0,50—5,00 m adîncime, 5—20 m lungime). Acesta a fost descris în amănunt la noi de către P. Coteţ (1956, 1957) şi V. Tufescu (1959).

Numărul crovurilor atinge în unele regiuni ale Cîmpiei Române o densitate destul de mare, ca, de exemplu, în sudul cîmpiei Mostiştei şi Burnazului, în raport cu conţinutul în calcar şi cu grosimea loessului.

Prin unirea crovurilor se ajunge la mici uvale şi chiar la polii în loess, denumite în Bărăganul de Mijloc *lunci* (fig. 176).

Tot în categoria formelor în suprafaţă trebuie să fie amintite văile înguste, adînci şi torenţiale, mici canioane, denumite popular *hunii* sau *hoage* (fig 177), care sînt însoţite de obicei de *stîlpi* sau *colonade,* de *poduri suspendate* etc.

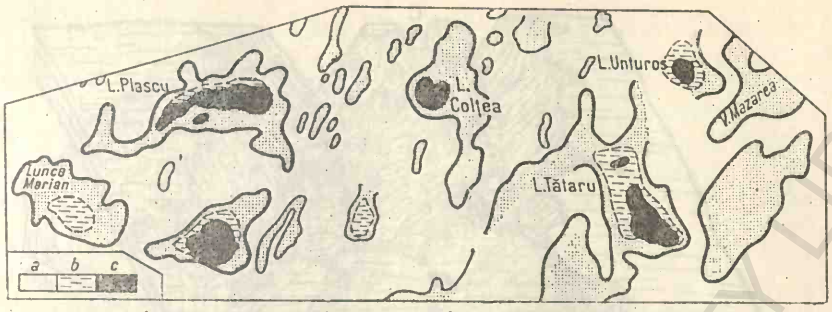


Fig. 176. Depresiuni în loess situate în Bărăganul de mijloc, zona Tătaru-Colţea: *a* — uscate; *b* — mlăştinoase; *c* — cu lacuri.

Carstul de adîncime este reprezentat prin mici grote, care fac legătura cu exteriorul prin avene şi canale verticale, denumite *hornuri*, precum şi prin *canale orizontale*. Grote în loess apar pe versantul stîng al văii Oltului, la sud de Drăgăneşti şi pînă la nord de Liţa, precum şi pe versantul drept al Dunării, în Dobrogea, la Oltina, Rasova, Dăeni etc.

La suprafaţă, hornurile se termină prin pîlnii, mici depresiuni cu diametru de 2—6 m şi adîncimi pe jumătate, asemănătoare cu dolinele, dar cu pereţi abrupţi.

Varietatea cea mai mare a microreliefului clastocarstic apare pe versanţii abrupţi şi pe loess cu grosime mare, unde se vede bine cum se îmbină formele de suprafaţă cu cele de adînc.

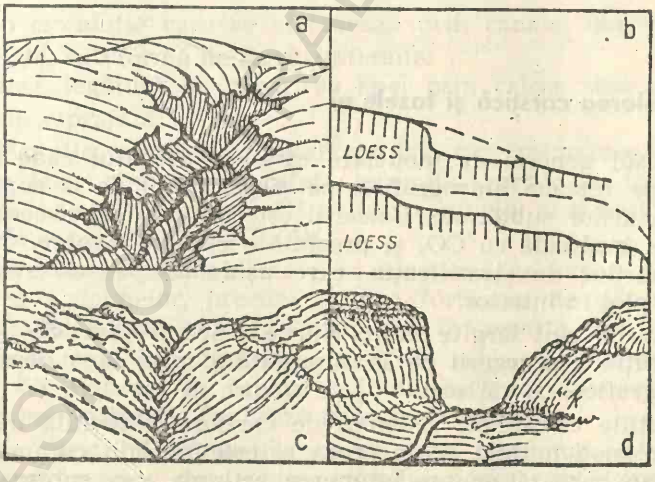


Fig. 177. Diferite alte forme de relief în loess:
a, b — văi torenţiale, în plan şi în profil, după G. Murgoci; *c* — vale mai echilibrată; *d* — hunie.

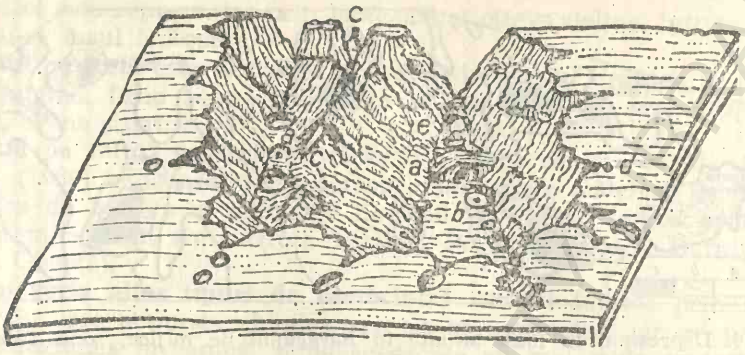


Fig. 178. Micropolie clastocarstică, cu relief foarte variat, la sud de Oltina-Dobrogea (după autor).
a — poduri suspendate; *b* — doline cu puțuri; *c* — creste, stîlpi reziduali; *d* — puțuri la exterior pe suprafața inițială loessoidă; *e* — porți, guri de comunicare cu exteriorul.

Avene, pîlnii, hornuri, stîlpi, ace, poduri și arcuri suspendate, hrube sau grote se îmbină în mod armonic, creînd un peisaj foarte variat, așa cum se poate urmări în malul drept al Ialomiței, de la Urziceni la Țăndărei, în malul stîng al Dunării, la Maglavit și Călafat, apoi de la Fetești la Bordușani și aproape peste tot pe latura dunăreană a Dobrogei (fig. 178), la nord de Galați, în versantul drept al Prutului.

Tot ca un *carst* deosebit trebuie socotit și cel din *gheață* sau *termocarstul*, care se formează în urma acțiunii de dizolvare a gheții de către curenții de apă din interiorul ghețarilor sau prin topirea gheții minerale.

IV. Modelarea carstică și fazele ei

În procesul general de modelare carstică, accentul cade în afară de dizolvare pe rețeaua hidrografică, pe dispariția ei de la suprafață și pe formarea rîurilor subterane. Calcarul este o rocă foarte sensibilă la acțiunea apei încărcată cu CO_2 și prezintă o circulație mare, datorită fisurării, planurilor de stratificație, care ușurează pătrunderea imediat a apelor din ploi în interior.

Cînd fisurile sînt lărgite mult, rîurile seacă treptat. Se ajunge astfel la o dispariție a scurgerii de la suprafață și deci la o degradare a rețelei hidrografice, cu văi seci.

În condițiile calcarelor, sistemul de eroziune fluviatilă nu mai funcționează în mod normal și de aceea el este înlocuit cu un *sistem special*, care se bazează pe predominarea acțiunii apei subterane.

Hidrografia carstică este în general o hidrografie de adînc, unde există două feluri de circulație a apei: o *circulație lentă*, prin presiune, în fi-

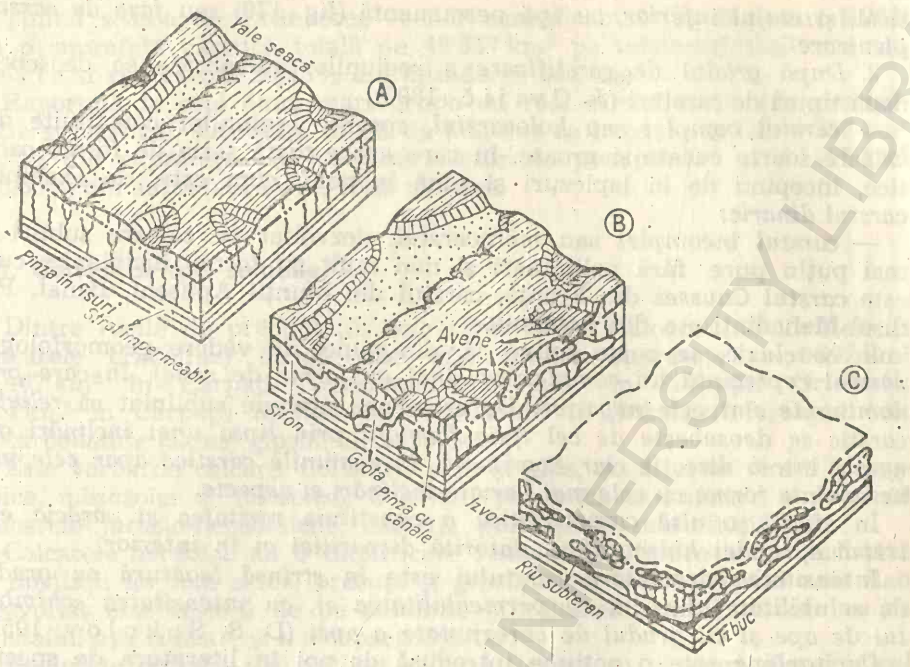


Fig. 179. Fazele carstificării — în parte după A. Cholley — R. Clozier: *A* — faza întîia; *B* — faza a doua; *C* — faza a treia — vezi explicaţia în text.

suri, şi o *circulaţie* care se efectuează prin canale, mai mult sau mai puţin lărgite, sub formă de rîuri subterane.

În strînsă legătură cu coborîrea apei prin calcar stau şi formele de relief de la suprafaţă.

1. În evoluţia carstului se deosebesc trei faze principale:[1]

— *faza întîi,* cînd pe suprafaţa terenului carstic se formează doline şi văi seci; apa subterană se află în fisuri, nivelul ei superior fiind foarte aproape de suprafaţă (fig. 179, *A*);

— *faza a doua,* caracterizată prin formarea de avene pe fundul văilor seci şi a dolinelor, precum şi prin formarea de sifoane carstice şi grote; nivelul pînzei subterane coboară în această fază (fig. 179, *B*);

— *faza a treia,* cînd întreaga masă de calcar este străpunsă de apă (fig. 179, *C*). Reţeaua de canale se înmulţeşte, iar apa subterană atinge stratul impermeabil. Se formează rîuri subterane.

Evoluţia carstului atinge în această fază maximum de dezvoltare, o dată cu unirea celor două etaje: *etajul superior,* unde apa circulă ver-

[1] După alţi autori, evoluţia carstului se face *ciclic,* trecînd prin cele trei faze de *tinereţe, maturitate* şi *bătrîneţe.*

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

tical, și *etajul inferior,* cu apă permanentă (fig. 179) sau *faza de carstoplenizare.*

2. *După gradul de carstificare* a regiunilor calcaroase se deosebesc două tipuri de carsturi (J. Cvijič, 1893):

— *carstul complet* sau *holocarstul,* specific regiunilor constituite din calcare foarte curate și groase, în care apare toată seria de forme carstice, începînd de la lapiezuri și pînă la polii, cum este, de exemplu, *carstul dinaric;*

— *carstul incomplet* sau *merocarstul,* dezvoltat pe calcare subțiri și mai puțin pure, fără polii mari și mai mult cu forme incipiente, cum este *carstul Causses* din Franța, carstul din Munții Apuseni, Banat, Podișul Mehedinți etc. din România.

În concluzie, se poate spune că, din punct de vedere geomorfologic, *carstul reprezintă un complex original cu forme de relief, în care predominante sînt cele negative.* De asemenea, trebuie subliniat că *relieful carstic se deosebește de cel tipic fluviatil prin lipsa unei înclinări generale într-o direcție clar exprimată. În regiunile carstice apar cele mai neregulate forme cu cele mai variate înclinări și aspecte.*

În sfîrșit, *o altă caracteristică o constituie raritatea și sărăcia extremă a rețelei hidrografice, datorită dispariției ei în interior.*

Intensitatea dezvoltării carstului este în strînsă legătură cu gradul de solubilitate al rocii, cu permeabilitatea ei, cu intensitatea schimbului de ape și cu gradul de corozivitate a apei (D. S. Sokolov, 1951).

Carstoplena este o noțiune introdusă de noi în literatura de specialitate (P. Coteț, 1960)[1] și ea exprimă rezultatul acțiunii de planație carstică, care duce la formarea marilor depresiuni de *tipul poliilor* sau *cîmpiilor carstice,* specifice regiunilor calcaroase întinse.

Tot ca o carstoplenă, dar de un tip aparte (structuralo-carstic) este cea din sudul Dobrogei, dezvoltată pe calcare sarmatice și acoperită cu loess (P. Coteț — 1966).

În afară de formarea carstoplenelor, cu întinderi variate, regiunile calcaroase, ca și cele cu roci solubile, în general, intră și ele în procesul general de peneplenizare a reliefului continental, la care contribuie și procesele de carstificare locală.

C. CARSTUL LA NOI IN ȚARA

Pînă în prezent nu există un studiu de ansamblu asupra carstului din România, cu tot complexul lui de forme, de suprafață și de adînc, în schimb semnalăm numeroase lucrări regionale și chiar unele sinteze, fie speologice, fie geologo-geomorfologice, hidrologice etc.

Carstul este domeniul în care s-au îmbinat cel mai mult preocupările variate ale cercetătorilor de teren cu cele ale amatorilor de turism.

[1] Comunicare la I.G.G., *Geomorfologia și subdiviziunile ei.* Aprilie, 1960.

Ţinînd seama de extinderea rocilor carstificabile, V. Sencu (1968) dă o suprafaţă carstică totală de 49 527 km² pe teritoriul ţării noastre, ceea ce ar reprezenta 20,85% din întinderea acesteia.

Raportată la cele două mari grupe de roci carstificabile (de precipitaţie şi clastice), suprafaţa totală de mai sus se împarte astfel: 4 752 km² (2,0% din suprafaţa ţării) revine rocilor de precipitaţie[1] şi 44 775 km² (18,85% din suprafaţa ţării), celor clastice.

I. Carstul pe roci solubile

Dintre rocile de precipitaţii, *cele carbonatate* (calcarele, dolomitele şi calcarele cristaline) ocupă cele mai întinse suprafeţe — 4 602 km² (2 467 km² în Carpaţii Occidentali; 809 km² în Carpaţiii Orientali; 724 km² în Carpaţii Meridionali şi 602 km² în Dobrogea) şi apoi *cele necarbonatate* (sarea, gipsul, circa 160 km²).

Este vorba de calcare, dolomite, sare şi gips, de diferite vîrste (paleozoice, mezozoice şi neozoice). Cea mai puternică carstificare o prezintă calcarele jurasic-neocomiene, datorită purităţii şi masivităţii lor.

Calcarele neozoice au o carstificare redusă, ca urmare a compactităţii şi durităţii lor mai slabe, precum şi grosimii lor mai mici. Cel mai slab dezvoltat este carstul de pe dolomite şi calcarele cristaline, din cauza cristalinităţii ridicate şi a compactităţii lor.

Regiunile cu cele mai întinse calcare şi deci cu carsturi sînt *Podişul Dobrogei de Sud, zona muntoasă Reşiţa-Moldova-Nouă, Munţii Vîlcan şi Podişul Mehedinţi, Munţii Pădurea Craiului, Munţii Mureşului (Trascău şi Metaliferi), Bihor, Poiana Ruscă, Hăghimaş, Bicaz, Codru-Moma, Rucăr-Dîmbovicioara, Piatra Craiului* etc.

Pe grupe de munţi, Carpaţii Occidentali deţin primul loc în carstul calcaros al ţării, începînd de la Dunăre şi pînă în Munţii Răz (Plopiş).

Carstul calcaros este bine cunoscut ca peşteri, al căror număr ajunge la circa 985 (din care 8 sînt formate pe roci necalcaroase), aşa cum arată Tr. Orghidan şi colab. (1965).

Gruparea acestora pe unităţi mari geografice este următoarea, după aceiaşi autori: *Carpaţii Orientali,* 138 peşteri (14,1%), din care 5 în roci necalcaroase; *Carpaţii Meridionali,* 402 peşteri (40,9%), din care 3 în roci necalcaroase (Carpaţii Meridionali în sens geologic); *Munţii Apuseni,* 379 peşteri (38,2%); Dobrogea, 59 (6,05%) şi *Podişul Transilvaniei;* 7 (0,75%).

Cea mai lungă peşteră de la noi este Topolniţa (11 km) din Podişul Mehedinţi, după care urmează peştera Vîntul (6 km) din Munţii Pădurea Craiului şi apoi Izvorul Tăuşoarelor (5,050 km) din Munţii Rodnei, iar cea mai adîncă, ultima (340 m).

[1] După M. Bleahu — T. Rusu (1964), rocile solubile ocupă pe teritoriul nostru 4 400 km² sau 1,4% din suprafaţa ţării.

II. Carstul pe roci clastice

Acesta este mult mai extins în suprafață, dar mai redus pe verticală și el se referă în special la gresii și conglomerate (975 km² sau 0,41% din suprafața țării), loess și depozite loessoide (43 800 km² sau 18,49% din suprafața țării).

Pe unități de relief, gresiile și conglomeratele ocupă 648 km² în *Carpații Orientali* și 327 km², în *Carpații Meridionali*.

Loessul și depozitele loessoide au cele mai mari întinderi în Cîmpia Română (28 370 km²) și Cîmpia Tisei (7 350 km²), apoi în Dobrogea (5 230 km²) și Podișul Moldovei (2 850 km²).

III. Clasificarea pe mari unități morfostructurale

Carstul din țara noastră poate fi clasificat după diverse criterii, ca de exemplu după *litologie* (rocă), așa cum s-a văzut mai înainte; după *gradul de carstificare* sau *fază de evoluție* în: holocarst, merocarst, și mixt; după *zona climatică* în care se dezvoltă — carst de climat rece, temperat, subtropical, deșertic, tropical umed.

După *criteriul morfostructural*, în România se pot distinge două categorii de carst — *carpatic* și *extracarpatic*.

1. *Carstul carpatic* sau de *orogen*, aparține zonei muntoase cu relief etajat și energie mare, o unitate bioclimatică bogată în precipitații (peste 700—800 mm anual) și păduri. În Carpați, carstul este destul de extins (legat mai ales de calcarele mezozoice), în trepte, suspendat, și foarte variat sub raport *litologic* (predominant calcaros), *morfologic* (ca exo și endocarst) și *hidrologic* (cu rețea săracă la suprafață, dar bogată în interior), intens drenat și cu rețea predominant exoreică.

Drenajul accentuat al carstului carpatic se datorește poziției altimetrice a Carpaților în raport cu depresiunile joase înconjurătoare, ca și rețelei hidrografice divergente, cu mare densitate și energie.

Carstul carpatic prezintă o evidentă etajare pe verticală, pe nivele de modelare, atît sub raport morfostructural, cît și morfoclimatic, ca rezultat direct al mișcărilor neotectonice, iar diaclazarea accentuată, internă și externă, a ușurat desfășurarea proceselor de carstificare, mai ales în etapa villafranchian — cuaternar, cu mari oscilații climatice. Carstului calcaros carpatic i se alătură în Subcarpați cel pe gips și sare.

2. *Carstul extracarpatic, de platformă*, aparține zonei joase din Cîmpia Română, Podișul Dobrogei și Moldovei, fiind predominant clastic, loessoid și apoi, carbonatic, calcaros.

Slaba etajare pe verticală a reliefului carstic face ca alături de exoreismul rețelei hidrografice să apară și endoreismul ei, specific zonelor centrale ale cumpenilor de apă.

Sub raport bioclimatic, acest carst aparține zonei de stepă și silvostepă, cu precipitații anuale sub 500 mm și vegetație ierboasă dominantă.

Structurile orizontale din sudul Dobrogei și din fundamentul Cîmpiei Române, ca și desele discordanțe stratigrafice indică o mai clară suprapunere a diferitelor generații de carsturi fosilizate decît în carstul carpatic.

IV. Importanța practică a carstului

Studiul carstului prezintă importanță nu numai sub raport teoretic, ci și practic în legătură cu *formarea zăcămintelor de bauxită*, legată de prezența lateritei fosile, cu *alimentarea cu apă* a oamenilor și animalelor, cu *dezvoltarea agriculturii*, cu *efectuarea diferitelor construcții geotehnice* (căi de comunicație, baraje, lacuri de acumulare etc.).

Procesele de diaclazare și eroziune chimică (dizolvare), de sufoziune și tasare ridică tehnicienilor probleme dificile în legătură cu stabilitatea construcțiilor.

Nu trebuie uitată nici valoarea economică a rocilor carstificabile, calcar, loess, ca materiale de construcție sau a sării și gipsului, în diferite alte scopuri.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XI

SISTEMUL DE MODELARE A REGIUNILOR ARIDE ȘI SEMIARIDE (SISTEM ZONAL)

A. REGIUNILE ARIDE ȘI SEMIARIDE (USCATE) ȘI SPECIFICUL LOR

Regiunile cu climat uscat se caracterizează printr-un sistem de modelare în care scurgerea permanentă a apei dispare datorită climei sau se reduce la forme speciale *(scurgerea în pînză, șiroirea intermitentă* etc.). Aici predomină procesele de dezagregare mecanică, care îmbracă versanții cu blocuri mari. Cînd acestea sînt fărîmițate mult și transformate în particule mici, vîntul este acela care ia locul rîurilor, caută să le transporte, creînd o morfologie specială, aceea a dunelor *(A. Cholley — R. Clozier,* 1952).

Relieful regiunilor aride și semiaride are o legătură și mai strînsă cu clima decît cel din regiunile temperate.

Regiunile aride și semiaride ocupă circa 1/3 din suprafața uscatului și sînt repartizate astfel: 43% din întinderea continentului, în Australia, 40%, în Africa, 35%, în Eurasia, și 10%, în America. Acestea cuprind deșerturi și stepe, unde ploile sînt insuficiente și foarte neregulate pentru ca să se formeze un curs normal de apă.

În deșerturile extreme, cum este Sahara Centrală sau Chile de Nord, nu este vorba de o scurgere propriu-zisă și nici chiar în deșerturile atenuate și în stepe, unde există numai o scurgere intermitentă.

Deșerturile se disting de stepe atît prin cantitatea de precipitații și vegetație, cît mai ales prin valoarea indicelui de ariditate (<5 în deșerturi și 5—10 în stepe).

În concluzie, regiunile aride și semiaride ocupă locul al doilea ca suprafață (32%), după regiunile cu climă temperată, și ele se suprapun în primul rînd cu *deșerturile,* care reprezintă prototipul regiunilor aride și care ocupă singure 30 564 300 km² (23%) din suprafața uscatului.

I. Deșerturile. Scurtă caracterizare

După o definiție foarte generală, deșertul este o regiune cu ploi extrem de puține, în care viața vegetală și animală este foarte redusă, iar populația foarte rară.

BCU IAȘI — UNIVERSITY LIBRARY

Între primii cercetători care s-au ocupat cu studiul deșerturilor se pot cita J. Walther (1890) și V. Obrucev (1890).

După J. Walther, deșerturile reprezintă *regiuni ale paradoxelor geografice* caracterizate prin forme de relief proprii, originale, unde procesele vieții fizice și chimice sînt diferite de cele din regiunile umede.

Relieful deșertic se dezvoltă după legi proprii, *pe bazine endoreice sau depresiuni cu nivele de bază proprii,* locale, diferite de nivelul oceanic universal.

În opoziție cu teza lui J. Walther există o altă părere, după care deșerturile nu au forme proprii, ci ele moștenesc forme mai vechi, relicte ale unor condiții climatice diferite de cele actuale, care s-au păstrat datorită caracterului conservativ al mediului deșertic.

Exprimat în alt mod, deșertul constituie un fel de *muzeu natural,* în care sînt asociate forme de vîrste diferite, apărute în condiții fizico-geografice diferite.

Adevărul se află la mijloc, în sensul că deșerturile moștenesc reliefuri mai vechi, dar în același timp generează și forme noi, care poartă amprenta actualelor condiții fizico-geografice.

Cele mai întinse regiuni deșertice sînt în Sahara, Libia și Kalahari (Africa), Peninsula Arabică, Asia Centrală, deșerturile Turanului, Takla-Makan, Gobi, Tibet, apoi în Cîmpia Indului (Deșertul Thar), din Asia; Australia de Vest; Marele Bazin, Podișurile Colorado și Mexic (America de Nord), Atacama, (America de Sud) etc.

Cauzele care condiționează formarea deșerturilor sînt următoarele: *lipsa de precipitații suficiente* (așezarea pe glob, în special pe tropice, unde alizeele nu aduc precipitații); *poziția* regiunilor în interiorul continentelor, departe de influențele oceanice și barierele muntoase care închid depresiuni vaste și opresc ploile să pătrundă în interior; *prezența unui regim anticiclonal,* cu vînturi descendente, care împrăștie umezeala spre mărgini, permeabilitatea rocilor de suprafață (calcare, loess) etc.

Deșerturile se caracterizează în ansamblu prin trăsături fizico-geografice specifice, redate mai departe.

Relief de munți reziduali, un fel de schelete de stînci, care-și arată osatura și tectonica foarte clar; *mări de grohotișuri,* datorită dezagregărilor intense; *podișuri pietroase* foarte întinse, de tip *hamada* și *cîmpuri de dune, de tip erg.*

Climă cu oscilații termice diurne mari și solul arid, lumină orbitoare; *vînturi uscate,* furtuni de nisip; ploi foarte sărace și cu caracter violent.

Hidrografia se caracterizează prin ape de suprafață care prezintă o degradare progresivă de la margini spre interiorul deșertului, cu toate consecințele ei; izvoarele sînt foarte rare, apele subterane apărînd cu deosebire în oaze.

Viaţa organică este foarte redusă, din lipsa umezelii. Dintre acestea, o atenţie specială merită însă *degradarea regimului hidrologic,* care constituie un caracter foarte important al regiunilor deşertice, rezultat direct al degradării regimului ploilor, naturii solului şi reliefului.

O altă caracteristică a hidrografiei din aceste regiuni o constituie *predominarea scurgerii endoreice,* cum sînt, de exemplu: bazinele Eyre (Australia), Tarim (Asia), Ciad (Africa), Marele Bazin (America de Nord) etc.; rîurile nu au un nivel de bază fix fiecare revărsare avînd alt nivel de bază, ca altitudine şi poziţie.

Profilele longitudinale ale văilor prezintă numeroase rupturi de pantă. Apele din ploi nu au talveguri sigure, ci se scurg pe suprafeţe înclinate sub formă de pînză, numită în America de Nord *sheet-flood,* cu caracter de scurgere superficială.

În timpul ruperilor de nori, torenţii îneacă local văile uedurilor vechi, iar materialul cărat de acestea este supus sub formă de *„lavă torenţială".* La debuşeu, albiile se despletesc în rigole, aluviunile sînt răspîndite peste tot, de aceea nu se întîlnesc conuri de dejecţie bine conturate, *ci glacisuri piemontane.*

Regiunile endoreice ocupă 28 milioane de km² (17% din întinderea uscatului). Repartiţia acestora pe continente (v. fig. 105) este următoarea:

— Europa	5%	din suprafaţa ei	(0,4 mil. km²);
— America de Nord	5%	„ „ „	(1 mil. km²);
— America de Sud	8%	„ „ „	(1,4 mil. km²);
— Australia	43%	„ „ „	(3,3 mil. km²);
— Asia	24%	„ „ „	(10 mil. km²);
— Africa	40%	„ „ „	(12 mil. km²).

Datorită lipsei de scurgere la ocean, produsele dezagregării din regiunile endoreice umplu porţiunile cele mai coborîte, rămînînd astfel pe loc şi formînd întinse *mări de blocuri,* suprafeţe netede cu mici denivelări.

În afară de regiunile endoreice, există şi *regiuni areice,* care nu au nici o scurgere, aşa cum este Marele Erg al Saharei.

Regiunile fără scurgere sînt constituite din bazine sau depresiuni de mărimi şi forme diferite, care în unele cazuri au fundul sub nivelul oceanic, ocupat de lacuri fără scurgere sau sînt uscate.

Aceste depresiuni rămîn mult timp închise şi separate între ele. Originea lor este diferită. Ea poate fi *tectonică* (fiind stabilite în *sinclinale* sau grabene), carstică, eoliană (prin deflaţie şi coraziune) şi erozivă (vechi văi fluviatile).

Explicaţia eoliană consideră că vîntul reprezintă factorul principal atunci cînd regiunea este formată din roci care pot fi supuse deflaţiei şi coraziunii sau cînd forţa vîntului creşte, datorită unor cauze locale (A. Fedorovici, 1954).

II. Clasificarea deşerturilor

1. Ariditatea ca bază a clasificării deşerturilor

Ariditatea sau uscăciunea reprezintă elementul climatic principal al zonelor deşertice şi semideşertice, în care raportul dintre precipitaţii şi evaporaţie este negativ, ca o consecinţă directă a doi factori de bază — *circulaţia atmosferică generală şi gradul de continentalism.*

În mod obişnuit se disting trei grade sau regiuni de ariditate: *extreme* sau *hiperaride* (în care pot trece 12 luni fără precipitaţii), aride (în care precipitaţiile sînt anuale şi sezoniere, dar insuficiente şi destul de neregulate) şi semiaride (unde cuvertura de sol şi vegetaţie este aproape continuă, iar culturile sînt posibile).

2 Marile regiuni aride ale globului

După datele mai noi, marile regiuni aride ale globului sînt mai complexe decît cele indicate în ediţia întîia (fig. 180). Astfel, după J. Dresch (1966), ele se împart după cum urmează:

a. *deşerturi extreme* (4% din suprafaţa uscatului)
- — *calde* (Sahara);
- — *temperate* (Namib, Peru, Chile);
- — *reci* (Takla Makan).

b. *regiuni aride* (15% din suprafaţa uscatului)
- — *calde, temperate,* datorită mării (Mauritania) sau altitudinii, cu ierni puţin reci din cauza altitudinii (Altiplano) sau latitudinii (Patagonia);
- — *reci* pentru aceleaşi motive (Gobi, Asia centrală sovietică, Marele Bazin);
- — *cu anotimp umed de vară,* tropicale calde (Sahara sudică, Marele deşert australian), temperate (Kalahari, California de sud);
- — *cu sezon umed de iarnă,* calde, temperate, cu iarnă puţin rece (regiunile mediteraneene) sau reci.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

c. *regiuni semiaride*
- *fără precipitații sezoniere*
  - *temperate* (Murrayul superior din Australia);
  - *ierni răcoroase* (Arizona) sau *reci* (Ucraina de Sud);
- *cu veri umede*
  - *calde* (tropicale);
  - *continentale*, temperate prin altitudine (Kenia) sau latitudine (Gran Chaco);
  - *cu ierni răcoroase* (China de Nord) sau *reci* (Mongolia, Kazahstan, cîmpiile centrală și nordică ale St. Unite);

În afară de ariditatea diferită a deșerturilor reținem de aici în mod special și cele trei *fonduri climatice generale* în care apar acestea — *cald, temperat și rece,* ceea ce le diferențiază destul de mult sub raport morfogenetic.

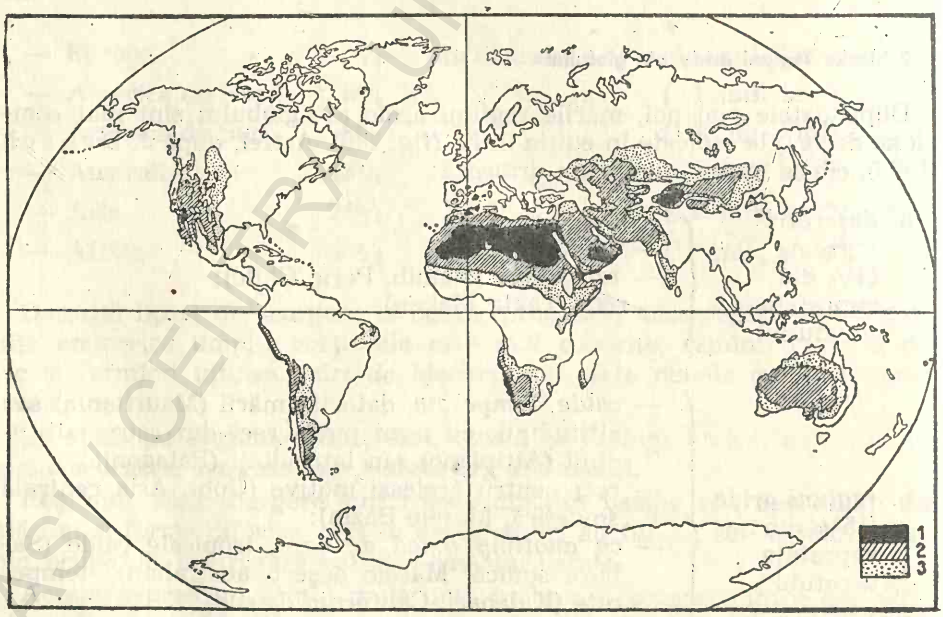


Fig. 180. Marile regiuni aride ale globului (după Peveril Mays din The Lanscape in Aridity de P. F. Peel, 1966):
1 — regiuni cu ariditate extremă; *2* — regiuni aride; regiuni semiaride).

BCU IASI / CENTRALA UNIVERSITARA LIBRARY

În ce privește vîrsta regiunilor aride (a deșerturilor în general) trebuie precizat că cele mai multe sînt precuaternare (terțiare și mai vechi) și destul de puține, de dată mai recentă, iar ca întindere, suprafața lor a variat mult în raport cu oscilațiile climatice.

B. SISTEMUL DE MODELARE – PROCESELE ȘI RELIEFUL SPECIFIC

Asupra sistemului de modelare a regiunilor aride și semiaride nu toți specialiștii sînt de acord pînă în prezent.

Astfel, relieful actual din regiunile hiperaride și aride se explică, după cei mai mulți cercetători, prin *condițiile paleoclimatice* și prin *alte procese morfogenetice* mai eficace sau cu alte cuvinte, formele reliefului major actual sînt moștenite din timpul unui climat mai umed.

Pentru regiunile semiaride, cu mari contraste sezoniere termice și pluviale, sistemul de modelare specific este cel de *plantație laterală* prin retragerea paralelă a versanților cu ei înșiși sau de pediplanație, elaborat de L. C. King (1953) în care se îmbină strîns procesele de alterare, hidrografice și eoliene.

Și A. Cailleux (1956) consideră deasemenea că pedimentația — respectiv pediplanația — este specifică regiunilor semiaride.

Așa cum s-a mai arătat, acest sistem de modelare grupează o serie de procese foarte strîns unite între ele prin condițiile climatice de aridi-tate.

Aridităţea constituie motorul principal al tuturor proceselor morfogenetice specifice aici (predominarea alterării fizice asupra celei chimice, scurgerea intermitentă a apei, cu regim brutal și contrastant, extinderea mare a acțiunii de transport și acumulare a vînturilor, etc.).

Pe primul plan și avînd un rol predominant stă *dezagregarea mecanică a rocilor*, iar *șiroirea și scurgerea intermitentă a apelor*, cînd există, se manifestă sub forme cu totul speciale, ca *sheetflood și ueduri*.

Nu este vorba aici de rîuri permanente autohtone, de albii fluviatile stabile sau de talveguri continue; funcțiile de transport sînt preluate de vînt, care reprezintă agentul principal al modelării prin transport.

Sistemul de modelare a regiunilor aride are ca unitate morfologică *bazinul endoreic* (închis și fără scurgere la mare) și nu bazinul hidrografic, care este specific așa cum s-a văzut, sistemului de modelare a regiunilor temperate umede.

I. Dezagregarea rocilor

Dezagregarea rocilor, care deși este în general un proces elementar de modelare (eroziune mecanică), are cel mai mare rol, datorită oscilațiilor bruște de temperatură (în deșerturile reci prin acțiunea înghețului și dezghețului, care poate atinge la amplitudini de 30—40° între zi și noapte, cînd termometrul poate ajunge la —20°, iar în deșerturile calde, aceasta se datorește insolației, încălzirii excesive a rocilor în cursul zilei).

Dezagregarea rocilor din deşerturile reci aparţine în general *procesului de crioclastism*, iar cea din deşerturile calde, *procesului de termoclastism.*

Astăzi se tinde ca să se atribuie un rol din ce în ce mai mare fenomenelor de *hidrataţie şi de hidroliză* (sub această acţiune, unele cristale ale rocilor sînt capabile să-şi mărească volumul de mai multe ori). Se înţelege că orice rocă eterogenă, supusă unei astfel de variaţii de volum, tinde să se dezagrege.

Desicaţia este procesul contrar hidratării, adică de scoatere a apei din roci prin uscare, evaporare. Acest proces se observă mai ales în depresiunile închise, umplute cu depozite argiloase, de săruri sau cu gipsuri.

Cuplul de procese hidrataţie-desicaţie contribuie, alături de o alterare chimică slabă, la descuamarea sau cojirea rocilor în regiunile aride.

Descompunerea chimică propriu-zisă nu joacă decît un rol foarte mic, din cauza lipsei de umiditate. Pe suprafeţele plane, după ploile excepţionale, se produce însă o descompunere chimică extrem de rapidă şi intensă, în raport cu căldura.

Imbinate, dezagregarea mecanică şi descompunerea chimică dau cele mai complexe *reliefuri ruiniforme şi mări de blocuri,* cu aspect de podişuri stîncoase, acoperite cu o peliculă de grohotişuri, pereţi verticali sau *munţi cu aspect scheletic,* de creste pile, turnuri, etc.

II. Acţiunea apei — sheet-flood-ul şi uedurile

Scurgerea apei nu lipseşte totdeauna din deşerturi. Ea se întîlneşte în special în regiunile muntoase şi are caracter intermitent, sub *formă de scurgere difuză sau în pînză* (s h e e t - f l o o d) şi *scurgere lineară* (u e d u r i).

Sheet flood-ul (scurgere în pînză) este o formă de şiroire caracteristică regiunilor aride şi semiaride. Concentrarea progresivă a şiroirii din regiunile umede nu se produce aici. Rigolele ce debuşează la piciorul munţilor se etalează şi sfîrşesc prin a forma o peliculă de apă, o pînză de cîţiva centimetri şi uneori chiar 1 m.

Viteza acestor scurgeri în pînză este capabilă să erodeze suprafaţa stîncoasă de pe bordura munţilor şi să se încarce în acelaşi timp cu materiale pe care le rupe. Puţin mai departe, slăbind, ele abandonează mai întîi materialele cele mai grele şi pe măsură ce panta se îndulceşte, pe cele mai fine — nisipuri şi depozite argiloase, care se acumulează pe fundul bazinului, endoreic.

Uedurile se formează după averse şi se produc numai sub formă de creşteri mai mult sau mai puţin violente. Valul, adunînd de pe versanţii văii toate produsele rezultate prin dezagregarea rocilor, le transformă repede într-o pastă semilichidă. La capătul celor cîteva zeci de kilometri, sarcina devenind prea mare, creşterea se opreşte, materialele se îngrămădesc şi apa iese la suprafaţă sau se pierde prin infiltraţie şi evaporare. Pot trece cîteva luni sau ani pînă să se formeze o nouă creştere.

Urmele ultimei creşteri se şterg repede prin surpări de maluri, spulberări de nisipuri de către vînt etc.

Cînd o nouă creştere formează un alt val de apă, albia nu se mai observă. Valul trece cînd la dreapta, cînd la stînga.

Aceste deplasări repetate, în acelaşi timp cu absenţa albiei fixe explică lărgimile excesive ale văilor aride.

Incapabil de a concentra apele (eroziune lineară), uedul în loc de a se adînci, exercită prin această mişcare de măturare o eroziune laterală viguroasă. De aceea nu există o albie minoră şi un talveg în regiunile aride. Se ajunge astfel la adevărata degradare a văii lipsită de o scurgere continuă.

Scurgerea liniară în general intermitentă, devine mai bine organizată în cuprinsul munţilor şi oriunde moşteneşte văi mai vechi, relicte.

Ea este mai puternică sau mai violentă la începutul creşterii apei şi mai slabă pe măsură ce se lungeşte, iar durata este numai de cîteva ore şi mai rar cîteva zile.

Totul depinde de întinderea bazinului, pantă şi rocă, apoi de importanţa şi intensitatea precipitaţiilor (debit), de sarcină, etc.

Uedul devine, aşa cum arată J. Dresch (1966), *un agent activ de eroziune, transport şi acumulare numai în regiunile periferice, semiaride,* activitatea lui diferă de cea a unui rîu permanent din regiunile temperate, prin marile variaţii ale raportului *putere-sarcină* în sens longitudinal şi lateral, care sînt foarte brutale, iar nivelele de bază, foarte schimbătoare, imprecise pentru a se putea ajunge la regularizarea profilului longitudinal.

Desele difluenţe şi schimbări de albie alături de despletirile în braţe, succesiunile variate ale depunerilor grosiere pe orizontală şi verticală denotă viaţa intimă ale acestor „organisme naturale" de o violenţă neîntîlnită în alte regiuni ale globului.

În concluzie, instabilitatea uedurilor în plan reprezintă o acţiune foarte importantă în planaţia laterală a reliefului înalt din regiunile semiaride şi aride.

Ca rîuri permanente, regiunilor aride şi semiaride, le aparţin numai cele *alogene,* cum sînt Nilul, Indul şi altele a căror acţiune în modelarea generală a reliefului este fără importanţă deosebită.

III. Vîntul, factor major al sistemului de modelare deşertică

Vîntul este unul din agenţii ce condiţionează cele mai generale procese de modelare de pe suprafaţa Pămîntului, acţionînd de la nivelul oceanic şi pînă în vîrfurile celor mai înalţi munţi. De asemenea, şi dinamica apelor marine este provocată în cea mai mare parte de vînturi.

Vîntul acţionează ritmic şi se resimte pe întreaga suprafaţă a Pămîntului, dar cu intensităţi diferite. Rolul vîntului, sub raport geomorfologic, devine cu atît mai evident, cu cît intensitatea lui creşte. De asemenea trebuie arătat că vîntul devine un agent geomorfologic numai cînd vine în

Fig. 181. Forme reziduale în deșerturi (colonade, obeliscuri, ciuperci și altele), datorite deflației și coraziunii (schematizate în parte, după A. Holmes).

contact cu suprafața litosferei, care îi frînează viteza, contribuind astfel la distrugerea acesteia.

Acțiunea de modelare a vîntului are un caracter zonal foarte evident în deșerturi, unde *mobilitatea aerului* este mare, datorită alizeelor, care par a aluneca la suprafața solului, fenomenelor de turbulență (vîrtejuri cu axa verticală), fenomenelor de convecție (vîrtejuri cu axa orizontală), capabile de a aspira elementele cele mai fine de nisipuri și de a le transporta mai departe.

Vîntul este în primul rînd un *agent de transport*. El evacuează nisipurile, pe care le depune, ca și rîurile, cînd sarcina devine prea mare.

Vîntul este de asemenea un factor de eroziune. Cu ajutorul nisipurilor transportate și proiectate, uzează rocile, sapă alveole de diferite dimensiuni.

Mecanismul de lucru și legile acțiunii eoliene. Vîntul desfășoară o acțiune de modelare unitară și cu triplu aspect: *acțiunea distructivă* sau *de eroziune*, care se efectuează prin *deflație* și *coraziune*, *acțiunea de transport*, care se fac prin *rostogolire* sau în *suspensie* și *acțiunea de depunere*, cu efect constructiv.

Dintre aceste acțiuni, laturile contrare sînt: *eroziunea* și *acumularea*, iar *transportul* reprezintă veriga de legătură dintre acestea.

Acțiunea distructivă și acțiunea constructivă, care reprezintă de fapt cele două laturi principale ale procesului eolian în ansamblu, sînt diferite în timp și spațiu, în unele locuri fiind predominantă acțiunea distructivă, iar în altele, cea constructivă.

Modelarea eoliană diferă de asemenea foarte mult de celelalte procese externe, iar legile eoliene se deosebesc net de cele fluviatile, glaciare și litorale.

În primul rînd, vîntul nu are un nivel de bază, el acționînd în raport de condițiile generale ale distribuției presiunii atmosferice (principalii centri de minimă și maximă presiune), de condițiile locale de relief (microclimă), de raportul dintre uscat și apă.

Legea cea mai bine conturată ce se poate stabili în legătură cu acțiunea de modelare a vîntului este următoarea: *relieful eolian este cu atît mai bine dezvoltat cu cît direcția și intensitatea vînturilor sînt mai constante și mai îndelungate, și cu cît lipsa de precipitații este mai mare.*

Acţiunea distructivă a vîntului se face prin *deflaţie* şi *coraziune*.

Deflaţia este procesul de spulberare a materialului fin din stratele cele mai friabile, iar *coraziunea* este procesul de şlefuire efectuat de către vînt, cu ajutorul materialului transportat în suspensie sau prin rostogolire.

Acţiunea acestor procese este foarte strîns legată, încît este greu să le separi. Prin această dublă acţiune distructivă, mai ales cînd durează mult, cînd este uniformă şi chiar intermitentă, dar cu intensitate mare, iau naştere o serie de forme caracteristice, cum sînt *„ciupercile"* din deşerturi, *colonadele, obeliscurile* etc., care au caracter de *forme reziduale* (fig. 181).

În regiunile subpolare şi temperate, pentru formarea acestor reliefuri reziduale, la acţiunea vîntului se asociază acţiunea dezagregării, zăpezii, şiroirii etc., aşa cum este cazul formelor de tip „babe" din Bucegi.

În deşerturi, alături de „ciuperci", colonade, turnuri, obeliscuri, mai este caracteristică prezenţa microreliefului de tip *yardang*, mici şănţuleţe închise la un capăt, cu profile transversale de forma unor buzunare, adînci de 5—6 m, separate între ele prin creste uniforme ca aspect şi cu lăţimi pînă la 4 m (fig. 182).

Fundul acestor văi, considerate de unii drept *„văi eoliene"*, este umplut cu nisipuri. În alte regiuni apar şi depresiuni de deflaţie, orientate mai ales pe direcţia vînturilor dominante.

Acţiunea de deflaţie şi coraziune se manifestă, după S. V. Kalesnik (1959), mai bine în regiunile cu un relief mai accidentat, unde vîntul este canalizat prin defilee şi depresiuni, căpătînd astfel viteză mai mare. *Transportul eolian* este diferit şi el depinde în primul rînd de *natura şi viteza maselor de aer în mişcare*, şi în al doilea rînd, *de relieful anterior* şi *de cantitatea de material friabil întîlnit în calea lui*.

După cum se ştie, dinamica vîntului nu este uniformă, iar în contact cu litosfera ea devine turbulentă, de unde rezultă că viteza vîntului se schimbă, fapt care face ca nu toate particulele atinse de acesta să se mişte. Unele sînt rostogolite la distanţe mai mici sau rămîn pe loc, altele sînt duse la mari distanţe, prin transportul în suspensie.

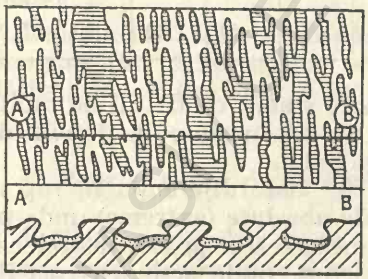


Fig. 182. Relief de tip yardang: sus — în plan; jos — în profil.

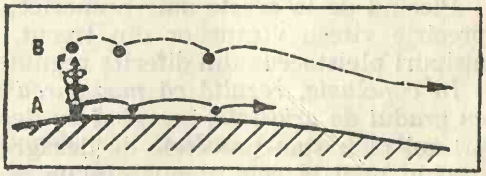


Fig. 183. Transportul eolian: *A* — curent orizontal; *B* — curent ascendent.

Particulele rostogolite se mişcă în salturi, se opresc, apoi sînt rostogolite din nou, adică are loc *o mişcare intermitentă în salturi* şi care are ca efect rularea particulelor. Transportul eolian se poate face în două sensuri: *orizontal* şi *vertical.*

Transportul orizontal se efectuează în mod uniform sau în salturi, iar *cel vertical,* prin aspiraţie helicoidală (ascendentă).

Rolul geomorfologic al acestor două feluri de transport este diferit, în sensul că distanţele la care ajung particulele de nisip sînt şi ele diferite. Prin transportul orizontal de la suprafaţă, particulele ajung, în general, la distanţe mici, iar prin curenţii ascendenţi şi la înălţime mai mare se efectuează un transport mai uniform şi la distanţe mult mai mari (fig. 183).

În legătură cu această problemă, concluzia la care a ajuns S. V. Kalesnik (1959) poate fi socotită drept o lege, formulată astfel:

Cu cît o particulă de nisip sau de praf este ridicată mai sus, cu atît va fi transportată mai departe şi cu atît va reveni mai tîrziu înapoi.

Raportul dintre viteza vînturilor şi materialul transportat. Viteza vîntului are un mare rol din punct de vedere geomorfologic, deoarece de ea depinde cantitatea de material transportat şi, ca urmare, relieful de acumulare eoliană.

După cum se ştie, cu cît viteza vîntului este mai mare, cu atît transportul de particule este cantitativ şi calitativ mai mare, şi invers. Marile uragane reuşesc să transporte în mod obişnuit chiar mici pietre, iar vînturile cu viteză de 10 m/s ridică în aer particule cu dimensiuni de 1 mm în diametru. Cele cu viteză de 4,5—6,7 mm. nu pot transporta decît particule de 0,25 mm. în diametru.

În legătură cu această problemă s-au făcut numeroase calcule aerodinamice, ajungîndu-se să se cunoască astfel în mod precis raportul dintre viteza vîntului şi dimensiunile particulelor transportate, ca de exemplu, tabelul 10.

Tabelul 10

Viteza vîntului în m/s.	0,25	0,50	1,5	3	4	5	6	7,5	11,5
Diametrul particulelor de nisip în mm.	0,03	0,05	0,12	0,25	1,32	1,40	1,50	1,60	10,0

Plecînd de la aceste date numerice, se poate stabili cu destul de multă precizie viteza vînturilor din trecut, care au dat naştere la dunele de nisipuri pleistocene din diferite regiuni ale globului.

În concluzie, rezultă că modelarea aridă se poate diferenţia în raport cu gradul de ariditate, începînd cu deşerturile absolute (extreme) unde pe primul plan stau procesele de dezagregare mecanică şi procesele eoliene; trecînd apoi la cele atenuate şi la semideşerturi, unde acţiunea apei de şiroire se resimte mai mult prin *ueduri,* pentru ca în stepe să se îmbine şi mai strîns cu procesele fluviatile.

IV. Diferenţieri pedo-morfogenetice în deşerturi

1. *Deşerturile pietroase.* Datorită lipsei de vegetaţie, în deşerturi procesul de solificare este lipsit de acţiunea factorului biologic, dar în schimb aici predomină factorii fizici, dezagregarea mecanică intensă a rocilor şi spulberarea particulelor fine de către vînturi.

În acest fel, roca este supusă în mod continuu acţiunii de dezagregare mecanică şi de măturare sau deflaţie a produselor fine respective — ceea ce are ca rezultat *formarea deşerturilor pietroase cu stînci mai înalte dezgolite* şi care domină *„mările de bolovănişuri sau blocuri"* din jur, numite *reg* sau *serir.*

Specifică deşerturilor pietroase, este prezenţa *crustei feruginoase,* denumită şi *patina sau arsura deşertică,* un strat subţire de 0,5—5 mm. de rocă, avînd culoarea brun închis, bogat în oxizi de fier şi mangan. Aici predomină solurile scheletice.

2. *Deşerturile saline şi argiloase* reprezintă altă nuanţă a regiunilor aride şi care au rezultat din acumularea diferitelor săruri de natriu, magneziu şi calciu, sub influenţa apelor freatice de mică adîncime sau a circulaţiei peliculare a soluţiilor bogate în săruri.

Acumularea diferitelor săruri, cu formele lor specifice, cu gradul de concentrare şi grosime diferită depind de durata procesului de acumulare, de gradul de ariditate, etc. (N. F l o r e a, 1966).

Cea mai caracteristică formă de acumulare a sărurilor este *crusta* (cruste subţiri de săruri solubile şi cruste groase de calcar sau gips), apoi *depozitele de săruri,* multe cu caracter relict. Unele cruste sînt constituite din silice sau din bioxid de siliciu.

Solurile predominante sînt cele *halomorfe — solonceacurile* şi *solonetţurile.* Alături de acestea apar şi solurile argiloase de tip *takîre,* care ocupă partea cea mai joasă a depresiunilor endoreice şi care sînt împărţite poligonal printr-o serie de crăpături. În zonele stîncoase, ele au aspectul unui *„pavaj cu piatră cubică".*

La suprafaţă, takîrele au o crustă compactă de 8—10 cm., argiloasă, impermeabilă şi cu o salinitate mai redusă, după care urmează roca mamă.

Deşerturile saline şi argiloase sînt cunoscute sub diferite denumiri: *sebkhas* (în ţările arabe), *playas, bolsons, salinas* sau *solars* (în ţările latine), *kewir* (în Iran) şi *takîr* (în Asia Mică).

V. Relieful major şi clasificarea lui

Relieful regiunilor aride şi semiaride se clasifică tot în două grupe mari: *relief de eroziune şi relief de acumulare.*

Relieful de eroziune este destul de variat, fiind reprezentat prin *deşerturi de piatră* (podişuri şi munţi) şi *cîmpii piemontane.*

Podişurile formează uneori întinderi considerabile, de exemplu, în Sahara, unde se împart în două: *podişuri de tip tassili* şi de *tip hamada*.

Podişurile de tip tassili sînt constituite din formaţiuni sedimentare, în special gresii, în jurul Masivului Central Tuareg (Ahaggar) din Sahara (fig. 184). Alături de aceste podişuri de gresii se găsesc şi podişuri calcaroase, în care formele structurale, orizontale sau monoclinale, sînt predominante, cu abrupturi, cueste etc.

Modelarea acestora este destul de variată. Abrupturile sînt prelucrate de dezagregare şi de vînt destul de accentuat, decupate în turnuri, ace, separate de crăpături adînci, ceea ce le dă un aspect ruiniform[1]. Ele sînt, de asemenea, crestate de alveole sculptate de către vînt.

La picior se îngrămădesc blocuri surpate, care formează glacisuri de surpături. Uneori, suprafaţa lor este sculptată de scobituri (şanţuri) şi în unele părţi reacoperite de o manta de blocuri plesnite *(regs)* şi unde circulaţia este foarte grea.

Podişurile sînt fragmentate în poduri tubulare prin defilee ramificate şi sînt precedate de martori numiţi *gours* (singular — *gara*).

Podişurile de tip hamada prezintă alte caractere. Acestea corespund unei şlefuiri a depozitelor etalate altădată la piciorul munţilor, ca în Atlasul Saharian, şi ale căror elemente (blocuri, pietrişuri, bolovănişuri) au fost cimentate.

Suprafaţa are aspect de *regs* (serir) sau lespezi pietroase, sculptate de vînt. Ele sînt tăiate de defilee, ca şi cele de *tip tassili*.

În toate aceste podişuri, suprafaţa rocilor este acoperită de un fel de patină de culoare variată (violetă, galbenă sau roşie, sau chiar neagră), care provine din concentrarea la suprafaţă, sub formă de crustă, a sărurilor minerale, readuse o dată cu apa din interiorul rocilor (fenomenul de percolaţie). Această crustă se numeşte *patina deşertului*, care este cu atît mai închisă la culoare cu cît este mai veche.

Munţii formează masive (Ahaggar) sau culmi (Atlasul Saharian) şi sînt fragmentaţi de abrupturi de falii (Arabia). Masivele se disting peste tot prin haosul extraordinar de vîrfuri individualizate, fără a se distinge creste continue.

Vîrfurile masivului Ahaggar sau Hoggar oferă exemple de domuri, de conuri, de dantelă sau colonade foarte caracteristice, produse prin acţiunea dezagregării mecanice, care se exercită totdeauna asupra rocilor cristaline sau bazaltice.

Între aceste vîrfuri apar reţele de văi neorganizate cu aspect de culoare anastomozate, orientate în toate direcţiile şi fără ca forma lor să crească regulat din amonte spre avale.

Acestea sînt cauzele care condiţionează absenţa crestelor regulate şi „dezordinea morfologică" a reliefului. Ca şi în podişuri, văile au caracter

[1] Tot în această categorie intră şi întreg relieful de eroziune din Australia de Vest şi din alte regiuni aride.

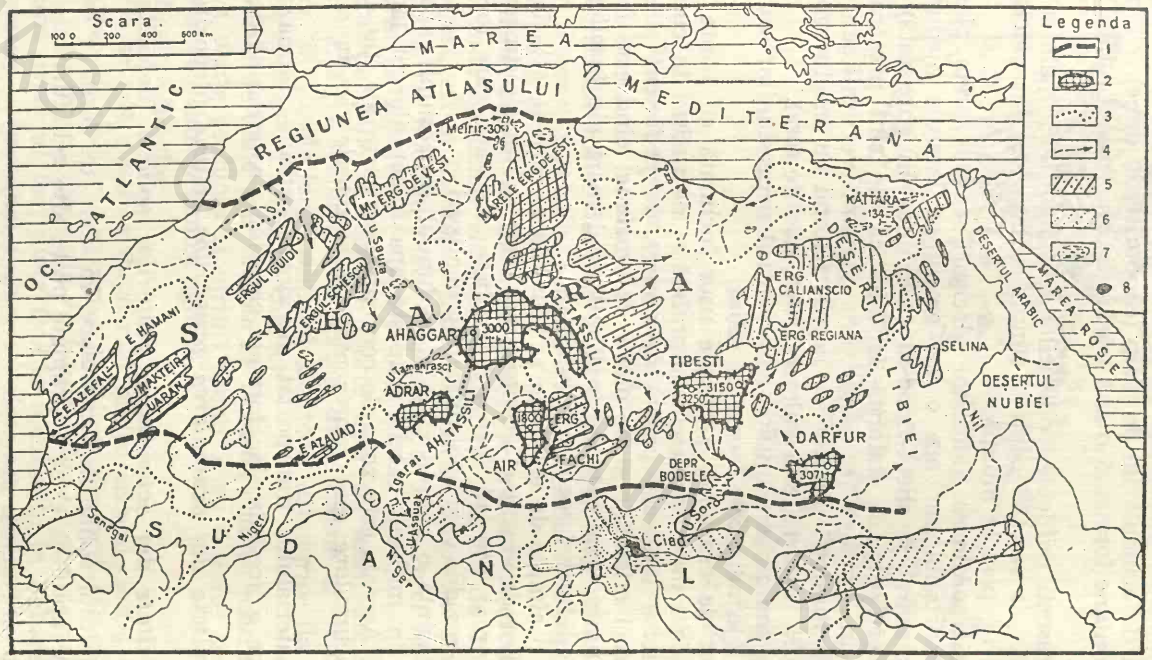


Fig. 184, *A*. Marele deşert al Saharei şi reliefului specific, după P. F. Pee:

1 — limite; *2* — masive muntoase şi podişuri reziduale; *3* — limitele marilor bazine endoreice şi exoreice; *4* — ueduri; *5* — cîmpuri de dune-erguri (liniile continui sau întrerupte indică direcţia principală a dunelor); *6* — dune fixate; *7* — mlaştini; *8* — lacuri.

BCU IAŞI CENTRU DE DOCUMENTARE LIBRARY

de defilee, întrerupte de grohotişuri sau de depresiuni nisipoase, unde apele se concentrează în adîncime.

Cîmpiile piemontane, glacisurile şi pedimentele. În afară de deşerturile de piatră şi de acumulările de nisip (cîmpurile de dune), cîmpiile şi glacisurile piemontane formează o altă trăsătură principală a reliefului din regiunile aride.

Îndată ce părăseşti defileele podişurilor sau munţilor, înaintea ochilor se desfăşoară cît vezi cu ochii o cîmpie întinsă sau un *glacis,* uşor înclinată, legată de poalele munţilor.

Dezvoltarea extraordinară a acestor glacisuri, ca suprafeţe plane, se explică prin importanţa pe care o are eroziunea laterală (uedurile în permanentă deplasare) şi sheet-flood-ul (eroziunea în suprafaţă). Cîmpiile au un aspect original, datorită faptului că ele sînt presărate cu martori stîncoşi în formă de *insule,* ai căror versanţi verticali sau lini se ridică deasupra suprafeţei uimitor de netede (cîmpii cu inselberguri sau grămezi de blocuri, resturi ale vechilor martori, numite *tors*).

Începînd de la marginea munţilor spre centrul depresiunilor sau chiuvetelor se disting următoarele forme de relief:

— *un piemont de eroziune,* o cîmpie uşor înclinată cu pante ce nu trec de 7—8°, tăiată de eroziunea în suprafaţă şi de ueduri în cuprinsul munţilor la piciorul lor, care poartă denumirea de *pediment* cînd este constituită din roci cristaline şi de *glacis de eroziune*[1] cînd este formată din roci sedimentare, dominate de înălţimile mai mari ale *inselbergurilor,* resturi ale reliefurilor vechi, reziduale;

— *regul* este o cîmpie de eroziune şi acumulare, care se află la periferia piemonturilor de eroziune, acoperit mai mult sau mai puţin cu produsele eroziunii, mai întîi sub formă de pachete stîncoase, care formează grămezi haotice, reziduale, şi apoi diferite grohotişuri;

— *playa* reprezintă o cîmpie situată pe fundul depresiunii, acoperită cu nisip fin şi în mijlocul căreia sclipeşte apa mlaştinilor şi lacurilor sărate (sebkhas). Aceasta este zona de concentrare a sărurilor (fig. 184 B).

Relieful de acumulare este reprezentat de *cîmpurile de dune şi de loess.*

Depunerea materialului transportat de vînt constituie ultima fază a acţiunii mecanice a acestuia, iar formele care iau naştere sînt de două feluri:

— *forme rezultate din acumularea nisipurilor eoliene* (depozite psamitice);

— *forme rezultate din acumularea prafurilor eoliene* (depozite pelitice-loess).

Specificul reliefului eolian de acumulare, în afară de formele caracteristice, constă în faptul că el se suprapune peste alte reliefuri mai vechi

[1] Glacisuri — suprafeţe uşor înclinate, situate la piciorul unor înălţimi — cu sens general şi de piemonturi (v. P. Birot, J. Dresch 1966). Cei mai mulţi cercetători nu fac distincţie între pedimente, glacisuri şi piemonturi de eroziune, socotîndu-le echivalente.

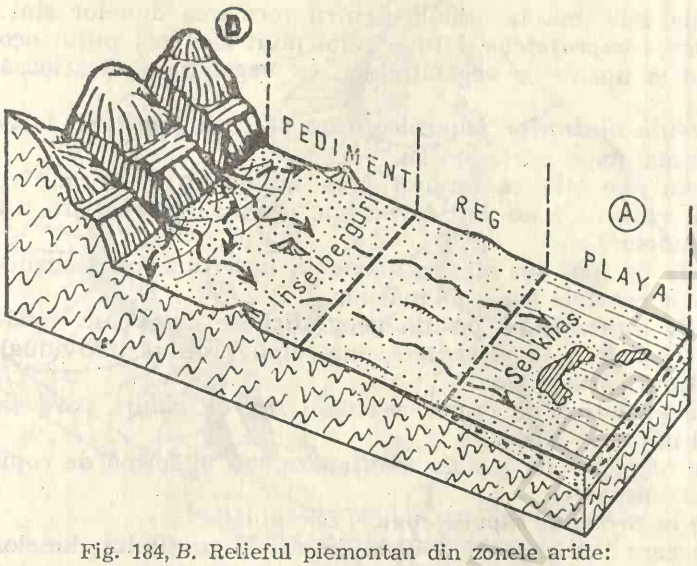


Fig. 184, *B*. Relieful piemontan din zonele aride:
A — zona de agradare — acumulare; *D* — zona de degradare — eroziune.

şi deosebite din punct de vedere genetic (cum este, de exemplu, relieful de lunci şi terase fluviatile, relieful litoral, relieful de cîmpii şi podişuri de eroziune etc.).

a. **Relieful eolian de dune** se întîlneşte atît în deşerturi sau semideşerturi, unde formează cîmpuri întinse cu înălţimi de 200—300 m, numite *erguri,* cît şi în stepe, unde, de asemenea poate acoperi suprafeţe întinse, dar cu înălţimi mai reduse, de la cîteva zeci de metri pînă la 50—100 m (v. fig. 184).

Relieful de dune se distinge foarte uşor pe teren după aspectele caracteristice, fiind vălurit, sub forma unor coame şi depresiuni, uneori *simetrice* (la dunele longitudinale) şi alteori *asimetrice* (la dunele izolate, cum sînt nebkas-urile sau barcanele).

Cîmpurile de dune sau *„mările de nisipuri"* au aspectul unor valuri întinse, cu pante prelungi şi vîrfuri ascuţite, cu diferite orientări, asemănătoare unor valuri oceanice agitate.

Clasificarea dunelor

Dunele se pot clasifica după mai multe criterii, astfel se disting:

— *în funcţie de climă* în care apar: *dune din regiunile temperate* — din stepe şi deşerturi şi *dune din regiunile calde* — din deşerturi;

— *după aspectul lor: dune izolate* (denumite în Sahara nebkas-uri şi în Turkestan — barkane) şi *dune asociate sau cîmpuri de dune* (denumite în Sahara — *erguri);*

— *după dinamica lor,* mai ales la cele din regiunile temperate: *dune fixate, dune semifixate* şi *dune mobile.*

Condiţiile cele mai favorabile pentru formarea dunelor sînt:

— *prezenţa suprafeţelor întinse,* mai mult sau mai puţin acoperite cu nisip uscat şi lipsite de vegetaţie sau cu vegetaţie sărăcăcioasă (de tufe şi ierburi);

— *existenţa vînturilor puternice,* care să sufle constant, în aceeaşi direcţie, cea mai mare parte din an.

În general, se ştie că terenul prea accidentat şi schimbările bruşte în direcţia vînturilor nu sînt favorabile pentru o dezvoltare tipică şi regulată a dunelor.

Condiţiile de mai sus sînt realizate în deşerturi, pe şesurile largi ale rîurilor şi pe coastele joase ale mărilor.

Tipuri de dune. După poziţia geografică se deosebesc două categorii de dune: *litorale* şi *continentale,* iar după profilul individual (aspect) apar trei tipuri principale:

— *dune în formă de coame prelungi sau de valuri,* care se prezintă în general în grupe paralele;

— *dune în formă de movile semilunare* sau în formă de copită de cal, numite *barcane;*

— *dune în formă de movile conice,* neregulate.

Cauzele care influenţează asupra formei şi profilului dunelor sînt diferite, cele mai însemnate fiind: *întinderea* şi *forma suprafeţei de pe care provine nisipul; puterea şi direcţia vîntului.*

Din asociaţia dunelor individuale rezultă valurile de dune transversale şi longitudinale, în raport cu direcţia vîntului.

Dunele în formă de coamă se întîlnesc mai ales de-a lungul coastelor nisipoase şi ele sînt dispuse, fie în serii paralele cu ţărmul, deci perpendiculare pe direcţia vîntului dominant, fie în serii transversale, şi deci parelele cu direcţia vîntului sau invers.

Dunele în formă de potcoavă sau *barcanele* se întîlnesc de obicei în deşerturile nisipoase din interiorul continentelor, ca de exemplu, în Turkestan, Gobi, Arabia, Sahara etc.

Dune în formă de movile conice, mai mult sau mai puţin regulate, iau naştere cînd vîntul care suflă în regiune este foarte neregulat. În special, schimbările de direcţie a vînturilor dau aceste tipuri de dune.

După formă şi direcţia vîntului se disting trei feluri de dune: *semicirculare, transversale* şi *longitudinale,* a căror evoluţie se poate vedea în fig. 185.

Evoluţia dunelor în alte sensuri. Exemplul clasic dat nu se întîlneşte peste tot. Din fig. 186, *A* se poate urmări altă evoluţie, care începe de la forma de barcane simple şi ajunge la dune transversale, apoi la dune ramificate mixte, iar în fig. 186, *B* se poate vedea de asemenea o altă evoluţie, începînd de la forma simplă de dună longitudinală, la dune transversale şi apoi la dune ramificate, mixte.

Dinamica dunelor. Dunele înaintează destul de încet (10—22 m pe an), păstrîndu-şi forma lor iniţială de valuri (fig. 187).

Înaintarea este provocată de vînt, care nu deplasează toată duna deodată, ci roade panta dinspre vînt şi o reconstruieşte în frunte. În regiu-

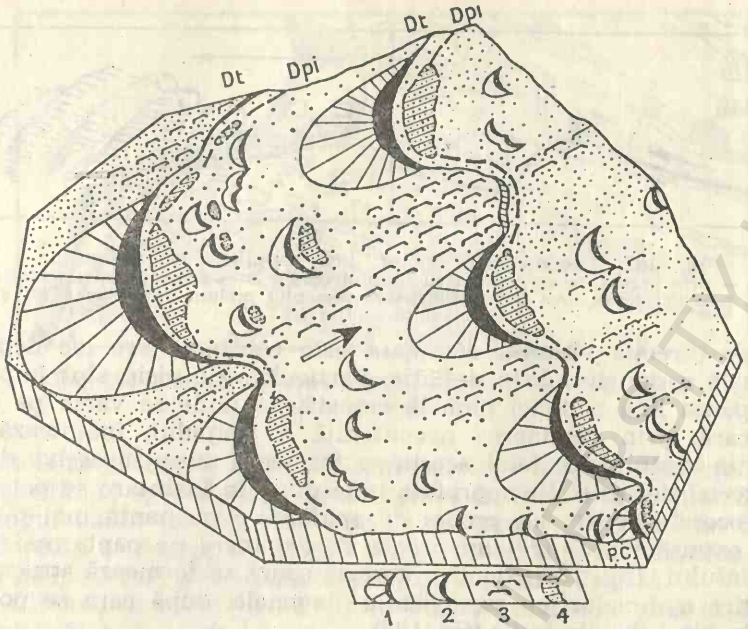


Fig. 185. Formarea şi evoluţia dunelor de pe grindul Sărăturile din Delta Dunării (exemplu clasic):

1 — barcane mari asociate într-un val transversal (*Dt*), separat de valul următor printr-o depresiune (*Dpi*); *2 — barcane mici*, izolate; *3 — dune longitudinale*; *4 — microdepresiuni* sub fruntea barcanelor mari (direcţia vînturilor dominante din NE).

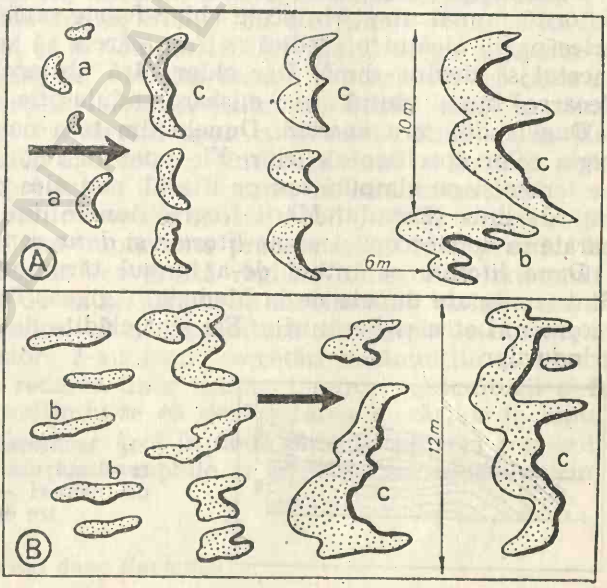


Fig. 186. Formarea şi evoluţia dunelor de pe grindul Sărăturile din Delta Dunării (direcţia vînturilor dominante din *NE*):

A — dune conice (*a*) care prin asociere trec în dune transversale (*c*) şi apoi la dune mixte (*c, b*); *B* — *dune longitudinale* (*b*) care prin asociere trec în dune transversale (*c*) şi apoi la dune mixte (*c, b*).

BCU IAŞI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

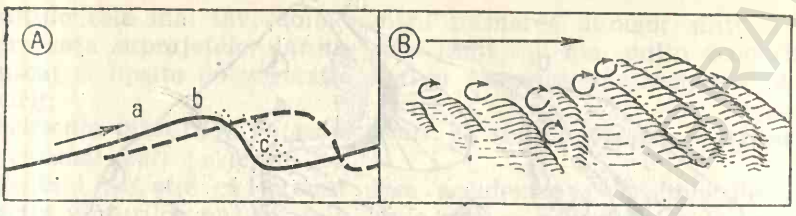


Fig. 187. Deplasarea dunelor prin spulberarea nisipului:
A — prin curent de aer paralel cu profilul dunei; *B* — prin curenți circulari; *a, b, c* — părțile unei dune asimetrice: versantul prelung (*a*); coama (*b*) și versantul abrupt (*c*).

nile unde direcția vîntului dominant este constantă are loc deplasarea individuală a dunelor. Prin deflație, particulele de nisip sînt împinse în sus pe panta lină a dunei pînă la creastă, de unde se varsă pe contrapantă, care, prin depunerea necontenită a nisipului, înaintează astfel în direcția vîntului. În felul acesta se formează dune succesive din același material de nisip. Pe suprafața unei dune în înaintare se petrec deci două procese diferite: *un proces de spulberare* pe panta mai puțin înclinată, expusă vîntului, și *un proces de depunere* pe panta mai repede, opusă vîntului (fig. 187, *A*). Din această cauză se formează structura caracteristică a dunelor, cu stratificație diagonală, după care se pot recunoaște deobicei *dunele fosile* (fig. 188).

Condiția indispensabilă a înaintării dunelor este prezența nisipului uscat. Îndată ce nisipul este pătruns de umezeală, capătă coeziune și se consolidează, fiind apoi fixat prin vegetație.

Dacă nisipul este uscat și vîntul suflă constant, pot lua naștere dune datorită numai unor obstacole chiar foarte mici — o tufă, o piatră etc., orice poate alcătui o piedică în fața căreia să se adune nisip, și care cu încetul să devină dună. Dar chiar fără obstacol, nisipul se învălurează deoarece însuși vîntul are o mișcare ondulatorie.

Dunele din țara noastră. Dunele din țara noastră fac parte din categoria celor specifice stepelor. Ele apar în regiunile de cîmpie, în lunci, pe terase și pe cîmpuri sau pe litoral, mai ales pe grinduri. După *poziția* față de linia țărmului Mării Negre, dunele din țara noastră au fost separate în două grupuri: *dune litorale* și *dune continentale.*

Dune litorale se întind de-a lungul țărmului dobrogean și în deltă. Sînt cunoscute dunele de la Mamaia, Agigea, Techirghiol, apoi de la Caraorman, Letea și Sărăturile. Ele sînt clădite de către vînturi, din nisipul grindurilor.

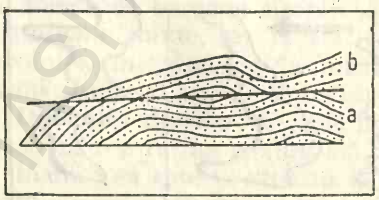


Fig. 188. Stratificația diagonală a dunelor, rezultată din depunerea a două generații de nisipuri — *a* și *b*, cu întrerupere între ele (linia mai groasă).

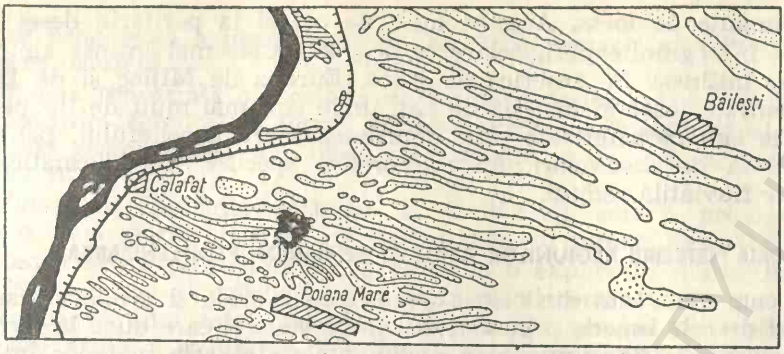


Fig. 189. Dunele din zona Calafat—Poiana Mare—Băileşti, de pe terasele Dunării.

Dunele continentale sînt mult mai întinse, ocupînd suprafeţe mai vaste. Ele aparţin în special celor două regiuni de cîmpie şi se întind îndeosebi în lungul văilor de rîuri, în lunci şi pe terase[1]. La nord de Oradea între Beretău şi Someş, se găsesc dune consolidate, continuarea marii regiuni nisipoase a Nyrului din Republica Populară Ungară.

În Oltenia, începînd de la est de Turnu-Severin şi pînă la Islaz, toată regiunea de sud a cîmpiei este acoperită de dune semi-mobile sau fixate, înguste şi alungite în direcţia NV—SE. Aici este vorba de *dune longitudinale,* care se pot urmări pe zeci de kilometri; cele mai cunoscute sînt dunele de la Burila, Gîrla Mare, Pătule, Crivina, Cetatea Maglavit, Calafat, Ciuperceni, Băileşti, Mîrşani, Bechet şi Dăbuleni (fig. 189).

În partea de est a Munteniei, dunele cu direcţia N—S apar în Bărăgan, la sud de Ialomiţa, şi în Cîmpia Brăilei. Malul drept al apelor prezintă o asimetrie pronunţată, datorită tocmai ridicării lui de către nisipurile dunelor (de exemplu, Ialomiţa, Călmăţui, Buzău etc.). În zona de confluenţă a Bîrladului cu Siretul apar cunoscutele dune de la Hanul Conachi şi Iveşti. În mod sporadic, se întîlnesc dune şi în alte regiuni, ca, de exemplu, în Depresiunea Trei Scaune, în localitatea Reci.

Lupta împotriva nisipurilor mobile şi semimobile, din deşerturi şi stepe, constituie una din cele mai importante probleme de ordin practic. Terenurile acoperite de nisipuri reprezintă regiuni unde omul are mult de luptat. Pagubele aduse de către nisipurile mobile sînt variate, ele afectînd atît instalaţiile tehnice, cît şi agricultura sau aşezările omeneşti.

Pentru evitarea acestora s-au făcut cercetări amănunţite şi s-au luat măsuri care au dus la redarea unor întinse terenuri agriculturii şi folosirii lor de către om, arătîndu-se că desfăşurarea lucrărilor în lupta cu nisipurile mobile trebuie să se facă în două direcţii: oprirea creşterii suprafeţelor ocupate de nisipurile mobile şi ameliorarea solurilor prin vegetaţie.

[1] Acestea sînt numite greşit *dune fluviatile.*

b. **Cîmpiile de loess.** Acestea apar de obicei la periferia deşerturilor calde şi în regiunile periglaciare (v. fig. 20). Cele mai întinse cîmpii de loess se întîlnesc în America de Nord, Europa de Mijloc şi de Est, în Asia centrală joasă şi în Asia de Est, unde sînt mai mult de tip periglaciar. Ele sînt caracterizate prin netezimea mare a reliefului, pante reduse, lipsă de denivelări, un microrelief specific (pseudocarstic) şi o scurgere fluviatilă redusă.

C. TEORIA NETEZIRII REGIUNILOR ARIDE ŞI SEMIARIDE. PEDIPLENIZAREA

Aşa cum s-a văzut din cele expuse, zonele aride şi semiaride se disting net de cele umede prin sistemul de modelare, care duce la formarea unui relief specific, dintre care pedimentele sînt cele mai des întîlnite. Pedimentul constituie o suprafaţă uşor înclinată, care corespunde cu zona de transport de la piciorul inselbergurilor, unde depozitele nu ating decît 1—2 m grosime sau pot chiar lipsi. Sub raport genetic, pedimentele sînt legate de particularităţile scurgerii aride şi semiaride (sheet-flood, ueduri), în cazul dat.

Formarea pedimentelor constă în retragerea versanţilor spre interiorul munţilor, lăsînd astfel la baza lor suprafaţa netedă a acestora (fig. 190, *A*).

După unii cercetători, prezenţa pedimentelor este legată numai de simpla retragere a versanţilor inselbergurilor, iar după alţii, ca efect al unei degradări lente pe loc, cu transportul materialului prin ape. Plecînd de la modul de formare a pedimentelor, L. C. King (1949, 1950, 1967) a emis teoria *pediplenei* — opusă peneplenei —, prin faptul că pediplena nu este legată, în formarea ei, de un nivel de bază general.

Pediplena reprezintă forma cea mai întinsă a reliefului de eroziune din zonele aride, cu linii largi, uşor înclinate şi dominate de mici înălţimi cu aspect de inselberguri, cum se poate vedea la noi în Dobrogea nordică, în zona Nalbant — M. Kogălniceanu — Denistepe, apoi în Podişul Casimcei etc.

Pediplenizarea sau pediplanaţia constituie procesul general de realizare a netezirilor sau nivelărilor prin dezvoltarea pedimentelor şi eli-

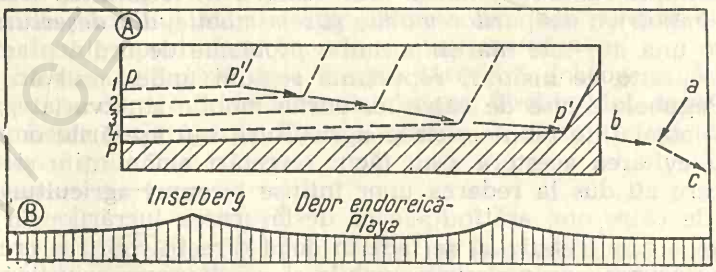


Fig. 190. Pediplenizarea:

A — modul de formare a pedimentului (*p*—*p'*), ca rezultat al celor două forţe principale *a* şi *b*, care duc la retragerea succesivă a versanţilor (*c*); *1, 2, 3, 4* — fazele succesive ale lărgirii şi coborîrii pedimentului (în parte, după J. Demangeon); *B* — profilul general al unei pediplene.

minarea progresivă a inselbergurilor, ai căror versanţi sînt în continuă retragere paralelă.

Pediplena reprezintă o asociaţie de forme *negative* (playa), *pedimente* (suprafaţe de legătură) şi *forme pozitive reziduale* (inselberguri) — un ansamblu geomorfologic cu totul caracteristic în raport cu peneplena (fig. 190, *B*).

Pediplanaţia reprezintă teoria lui L. C. King, care în prezent tinde să înlocuiască teoria lui Davis. Noi socotim că numai îmbinînd aceste două teorii se va putea ajunge în viitor la o explicaţie şi mai bună în legătură cu teoria netezirii generale a reliefului continental.

Acţiunea vîntului este prezentată în sistemul general de modelare a regiunilor aride şi semiaride, prin *podişuri de eroziune*, de tipul *hamadelor* (cîmpii stîncoase), apoi prin *cîmpii de acumulare*, de tipul *ergurilor* (cîmpii de dune) şi al *cîmpiilor de loess*.

De aici rezultă că cea mai extinsă acţiune de nivelare a vîntului nu este eroziunea, ci *acumularea, acoperirea* cu o cuvertură de nisipuri şi de loess a unor suprafeţe destul de mari, care apar şi în regiunile de stepă.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XII

SISTEMELE DE MODELARE DIN REGIUNILE CU CLIMA RECE ȘI RELIEFUL SPECIFIC LOR (SISTEME ZONALE)

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Regiunile cu climă rece ocupă suprafețe întinse, constituite mai ales din *cîmpii* și *podișuri* (situate în marginea continentelor, dincolo de 60° lat. *N* și *S*) și din *munți înalți* (situați în zonele temperate și tropicale).

Clima rece se caracterizează prin temperaturi anuale sub 10°, ierni aspre și aridități destul de accentuată (precipitații sub 200 mm anual). Această climă este de două feluri: *polară* și *alpină*.

Clima polară prezintă ierni lungi și temperatură anuală medie sub 0°. În timpul iernilor lungi și cu zăpadă puțină apar geruri extraordinar de puternice, cînd Pămîntul îngheață pe grosimi destul de mari (150—600 m). Zăpada se topește în timpul verilor scurte, iar solul se dezgheață pe grosime de numai 1—2 m.

Cînd zăpada cade în cantități mari, ea nu se mai topește, ci se adună, dînd naștere la ghețari întinși, de tipul calotelor (inlandsis-urile).

La periferia calotelor glaciare, unde zăpada este spulberată de vînturi puternice, iar solul este înghețat veșnic (sol de tip pergelisol), se dezvoltă *tundra* (formațiune vegetală ierboasă, cu copaci rari și piperniciți), care corespunde zonei periglaciare.

Clima alpină este clima rece a munților înalți și prezintă alte particularități: *precipitații* în cantități foarte mari, mai ales sub formă de zăpadă, care se păstrează de la un an la altul și contribuie la formarea ghețarilor, temperaturi joase, care scad treptat cu altitudinea, cu 0,6° la fiecare 100 m. La periferia ghețarilor montani se întinde *zona periglaciară* sau de *tundră montană*.

Limita zăpezilor perene și specificul ei. Formarea ghețarilor este strîns legată de limita zăpezilor veșnice, limită de la care în sus zăpezile nu se mai topesc și devin permanente (perene, veșnice sau persistente).

Poziția acestei limite este variabilă și ea depinde de o serie de condiții locale: *temperatură, cantitatea de precipitații, relief, intensitatea luminii solare* etc.

Se știe că temperatura scade de la ecuator la poli, ajungînd la 0°, și pe măsură ce ne urcăm în altitudine (fig. 191).

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Limita zăpezilor permanente nu trebuie înțeleasă ca o linie, ci ca o *zonă*, în care cade atîta zăpadă în cursul unui an încît, oricît de mare ar fi evaporarea și topirea, tot mai rămîne o cantitate destul de importantă din care se pot forma ghețari.

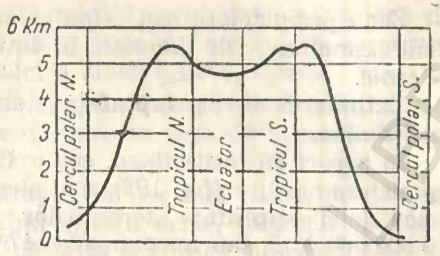


Fig. 191. Limita zăpezilor perene între cele două cercuri polare.

În afară de cantitatea de precipitații, *expoziția reliefului, panta* munților joacă de asemenea un rol foarte mare în fixarea limitei zăpezilor veșnice. În emisfera nordică s-a constatat că, în același masiv muntos, această limită ocupă poziții diferite, mai joasă pe versantul nordic și mai înaltă pe cel sudic. De asemenea, se știe că pe pantele abrupte zăpada se menține mai greu, fiind suflată mai ușor de vînt sau alunecînd pe pantă în jos. Dimpotrivă, în munții cu pante și coborîșuri ușoare, zăpada se menține mai ușor, iar limita zăpezilor perene este mai joasă.

Problema zăpezilor perene nu trebuie privită numai în regiunile înalte, muntoase, unde depinde mai ales de *altitudine*, ci și în regiunile joase, unde este legată de *latitudine*.

În acest din urmă caz, ea corespunde în linii generale cu limita dintre *zona polară* și *zona subpolară* sau de *tundră*.

Limita zăpezilor persistente a oscilat foarte mult în decursul istoriei Pămîntului. Poziția ei este astăzi mult diferită de cea din pleistocen, cînd era mult mai îndepărtată de poli și mai coborîtă în munți.

Sub raport morfoclimatic, limita zăpezilor perene separă două domenii deosebite:

— *domeniul periglaciar*, situat la periferia ghețarilor și unde predomină acțiunea înghețului și a zăpezii *(sistemul crionival sau periglaciar)*.

— *domeniul glaciar*, situat de la linia zăpezilor perene în sus, unde predomină acțiunea ghețarilor (sistemul de modelare glaciară).

B. SISTEMUL DE MODELARE PERIGLACIARA

Noțiunea de *periglaciar* s-a impus științei pe plan mondial abia în zilele noastre, atît ca *zonă climatică, periferică* ghețarilor *(cu precipitații puține, vînturi puternice, sol înghețat permanent și vegetație foarte săracă)*, cît și *ca sistem morfoclimatic*, sau *de modelare* prin procese morfogenetice și microrelief specifice.

Zona climatică periglaciară (subpolară, subalpină sau de tundră) prezintă două nuanțe — *una oceanică*, mai blîndă (pe țărmurile Groenlandei de S. V., Islandei etc.) și alta continentală mai aspră (pe țărmurile arctice ale Canadei și Siberiei).

Zona periglaciară sau *crionivală* corespunde regiunilor de *tjäle* din țările scandinave, de *merzlotă* în Uniunea Sovietică sau de *îngheț peren* sau *veșnic.*

Extinderea ei pe suprafața globului este condiționată de *latitudine* și *altitudine.*

În raport cu latitudinea, cea mai extinsă regiune periglaciară se află în emisfera nordică (fig. 192), mai ales pe teritoriul Canadei și Uniunii Sovietice (aici suprafața terenurilor afectate de îngheț peren reprezintă 9 500 000 km² sau aproximativ 47% din întinderea acestei țări), în țările scandinave și pe teritoriul St. Unite, în Alasca. În emisfera sudică zona periglaciară este foarte redusă și ei îi aparțin insulele australe din jurul Antarctidei: Țara de Foc etc.

În raport cu altitudinea periglaciarul este foarte redus, în directă legătură cu suprafața ghețarilor locali și cu zona climatică în care apar aceștia (temperată, caldă).

Aceste regiuni se caracterizează printr-o temperatură cu valoare în general sub 0°, ierni aspre și de lungă durată, cu veri scurte și friguroase. Cele mai ridicate temperaturi nu depășesc 10°, iar înghețul nu lipsește nici în timpul verilor.

În emisfera nordică, înghețul veșnic ocupă suprafețe mari (fig. 192), iar limita lui de sud este bine conturată de izoterma anuală de 2°. Precipitațiile atmosferice au valori mici, pînă la 200—280 mm pe an.

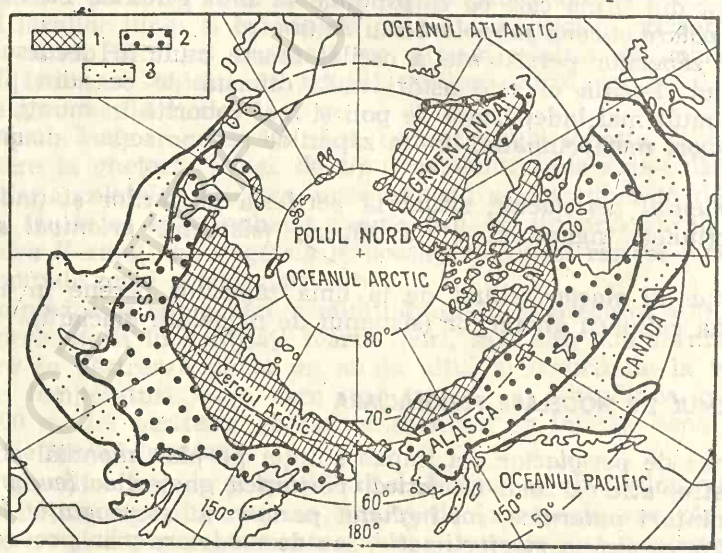


Fig. 192. Repartiția înghețului peren în emisfera nordică (după P. F. Black, M. I. Șumghin și A. A. Pietrovski):
1 — regiuni în care temperatura rocilor înghețate este la 10—15 m adîncime și temperatura sub minus 5°; *2* — regiuni cu îngheț peren discontinuu și unde temperatura rocilor variază între minus 5° și minus 1,5°; *3* — regiuni cu îngheț peren insular și temperatura rocilor mai mare de minus 1,5°.

Partea superioară a litosferei îngheaţă pînă la adîncimi ce variază de la cîţiva metri pînă la cîteva zeci şi chiar sute de metri este urmarea temperaturilor scăzute şi a grosimii mici a stratului de zăpadă.

Acest strat îngheţat cu grosime variabile, după condiţiile locale, se numeşte *pergelisol* (sol îngheţat permanent), care în suprafaţă poate fi *continuu, discontinuu* sau *insular* (fig. 192).

Partea superioară se dezgheaţă în timpul verilor mai calde, pe grosimi ce variază între 0,50 şi 3,00 m, formînd *stratul activ,* denumit *mollisol,* care este supus la diferite schimbări, datorită mai ales suprasaturării cu apă. Evaporarea redusă, datorită verilor scurte, alături de apa rezultată din ploi şi din topirea zăpezilor, care nu pătrunde la mare adîncime în interiorul solului, contribuie la înmlăştinarea unor întinse porţiuni şi la dezvoltarea *procesului de soliflucţie.*

I. Procesele modelării periglaciare

Acestea sînt destul de variate — *gerul, îngheţul, eroziunea chimică, vîntul, zăpada, şiroirea şi scurgerea fluviatilă* — a căror acţiune se suprapune peste relieful mai vechi, pe care-l modifică superficial, generînd în acelaşi timp şi forme specifice periglaciare.

Acţiunea îngheţului depinde de valoarea scăderii termice sub 0°. Efectul direct al gerului asupra scoarţei terestre este *îngheţarea solului* şi a părţii superioare a acesteia pînă la adîncimea maximă de 600 m (la localitatea Nordvik din Siberia). Grosimea mare a îngheţării litosferei ne arată că procesul acesta nu este numai actual, ci şi moştenit din pleistocen.

Pătrunderea îngheţului se face lent şi depinde de o serie de factori locali: *compactitatea rocilor* (în pietrişuri pătrunderea îngheţului e mai uşoară decît în nisipuri sau argile); *umiditatea solului* (cu cît aceasta este mai mare, cu atît solul îngheaţă şi se încălzeşte mai greu) şi *vegetaţie,* care constituie un fel de ecran ce încetineşte pătrunderea gerului.

1. Ciclul îngheţ-dezgheţ şi consecinţele lui

Sub raport geomorfologic interesează nu numai îngheţul, ci şi dezgheţul, adică ciclul complet, care are o serie de consecinţe directe asupra solului şi a depozitelor superficiale prin transformările structurii şi proprietăţilor lor.

a) *Gheaţa minerală din sol* (gheaţa fosilă sau îngropată) provine din îngheţarea apei, a umezelii superficiale în crăpăturile provocate de ger, cînd se formează *penele de gheaţă.* Ea poate să apară şi sub formă de granule (cristale individuale şi agregate de cristale) sau vine foarte subţiri de cîţiva milimetri, pînă la lentile mari numite *hidrolacolite* şi chiar strate groase de mai mulţi metri. Uneori aceasta are forma unor filoane aşezate orizontal sau vertical, înclinate sau neregulate. Există şi cazuri

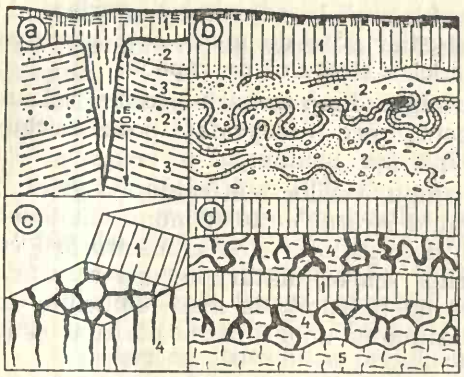


Fig. 193. Structuri periglaciare (criogene):
a — pană de gheață umplută cu material loessoid din acoperiș; *b* — crioturbații-microcute sau tectonică falsă (criotectonică); *c* — structuri poligonale (poligoane fisurate) în secțiune orizontală și verticală; *d* — pene de gheață în poligoane fisurate din faleza mării la Mangalia Nord (*1* — loess; *2* — nisipuri și pietrișuri; *3* — argile; *4* — lehm-orizont roșcat; *5* — orizont argilos-gălbui).

cînd granulele de gheață sînt incluse în roca cu care formează un fel de conglomerat de gheață.

Sistemul de crăpături (diaclaze) criogene are drept urmare formarea *penelor de gheață* și *a structurilor poligonale* (fig. 193), iar de prezența lentilelor de gheață fosilă, în special de cea a hidrolacolitelor este legat *termocarstul periglaciar.*

Prin topirea gheții fosile se produc în interiorul solului și a depozitelor superficiale diferite *tensiuni hidrostatice,* care contribuie la schimbarea structurii lor.

b) *Crioturbația* reprezintă complexul de dislocații criogene care rezultă din presiunea ce ia naștere fie în urma înghețului prin mărirea volumului apei, fie în urma topirii gheții fosile sau chiar prin izolarea unui strat saturat cu apă între două strate înghețate.

Aceste dislocații de natură criogenă, denumite *structuri periglaciare* sau *tectonică falsă,* pot avea diferite aspecte (pungi, pene de gheață, involuții, falii, cute, pînze de șariaj etc., redate în fig. 193).

c) *Gelivația* este procesul de fărămițare a rocilor prin alterarea fizică datorită înghețului. Acest proces criogen mai este cunoscut și sub alte denumiri, ca: *gelifracție, congelifracție* și *crioclastie.* În desfășurarea lui apa care pătrunde în fisurile rocii și îngheață joacă un rol foarte important.

Gelivația nu lipsește nici din zonele cu climat rece sezonier, dar ea nu este așa de caracteristică ca în regiunile periglaciare, unde se întîlnesc cele mai întinse mase de grohotișuri, ca efect direct al ciclului îngheț-dezgheț.

d) *Soliflucția* (curgerea solului) este procesul legat direct de dezghețul solului, de stratul activ impregnat cu apă, numit așa cum s-a spus — *mollisol* și care alunecă pe un pat înghețat.

Acest strat se scurge în jos datorită gravitației sub forma unei paste moi, mai ales cînd ea este compusă din argile.

În raport cu microrelieful anterior, masa solifluidată îmbracă diferite aspecte, ca *limbi de noroi* sau *torenți de noroi,* cînd materialul component

este format din argile, marne, nisipuri etc. și *torenți* sau *curgeri de pietre,* cînd conțin și elemente grosiere (pietrișuri, grohotișuri etc.).

Curgerea solului în regiunile periglaciare are loc și pe suprafețe cu pante foarte reduse pînă la 5°. Soliflucția generează un *relief haotic, vălurit și în trepte.*

2. Eroziunea chimică

Eroziunea chimică nu lipsește din zona periglaciară, fiind mai dezvoltată în climatul periglaciar litoral și ea constă în spălarea și dizolvarea calcarelor, datorită conținutului bogat în gaz carbonic a apelor rezultate din topirea zăpezilor. În felul acesta se explică prezența întinselor suprafețe cu lapiezuri și creneluri adînci din Laponia de Nord și din alte părți.

Nu trebuie uitată nici prezența proceselor chimice din marginea inlandsis-urilor, unde apar unele cuirase de oxizi de fer și mangan, eflorescente saline, lacuri sărate etc.

3. Vîntul

Vîntul este unul din agenții foarte activi aici prin viteza lui mare ceea ce îi mărește puterea de spulberare (deflație) atît a particulelor fine minerale, cît și a zăpezilor, din care rezultă *depozitele niveo-eoliene.* Nu lipsesc nici dunele, cînd nisipul este în cantitate mare.

Din depozitele glaciare și fluvioglaciare, vîntul spulberă o mare cantitate de prafuri fine pe care o transportă la distanțe mari și care stă la originea loessului din regiunile stepice.

4. Șiroirea și scurgerea fluviatilă

Deși înghețul este predominant, în timpul verilor scurte datorită ploilor și topirii zăpezilor, se dezvoltă *o șiroire temporară foarte activă,* datorită patului impermeabil, înghețat.

Prin această șiroire se explică spălarea materialelor rezultate din gelivație și acumularea lor la baza versanților.

În raport de condițiile locale de pantă, vegetație și rocă, uneori această șiroire duce la formarea unei rețele torențiale de văi mici, foarte ramificate și seci în cea mai mare parte a anului.

Rîurile nu lipsesc din regiunile periglaciare, dar ele sînt *alogene,* avîndu-și izvoarele în alte zone climatice, ca de ex. Jukon, Mackenzie, marile fluvii siberiene etc.

Scurgerea nu lipsește în timpul iernii cînd se face pe sub patul de gheață, iar în timpul verii, precipitațiile mai abundente sînt compensate de evaporația ridicată.

Evenimentul hidrologic cel mai important are loc primăvara odată cu revărsarea apelor, rezultate din topirea zăpezilor și din ploi, cînd eroziunea laterală este foarte activă.

Dintre procesele modelării periglaciare pe primul plan stau soliflucția, gelivația și crioturbația, iar pe plan secundar — zăpada, șiroirea și scurgerea fluviatilă (Fr. Taillefer — 1966).

Modul lor de asociere este diferit în regiunile de cîmpii și munți, așa cum se va vedea mai departe.

II. Microrelieful periglaciar de cîmpie

Pentru regiunile subpolare de cîmpie, cel mai caracteristic este *relieful termocarstic, solurile poligonale, thufur-ul, soliflucția* și altele.

1. **Microrelieful termocarstic** este reprezentat atît prin forme pozitive din care amintim *hidrolacolitele,* cît și prin forme negative *microdepresiuni* cu diferite aspecte, descrise de *S. S. Boci* și *V. I. Krasnov* (fig. 194).

Hidrolacolitele sau *pingourile* (domuri de gheață) sînt un fel de movile, înalte pînă la 40 m și late de 150—200 m. Construcția lor este următoarea: partea superioară este formată din turbă, a cărei grosime este de 0,50—2 m, iar dedesubt se află un strat de gheață. Uneori această gheață ce se află sub turbă se topește, iar apa din ea se scurge prin crăpături. Cauza formării hidrolacolitelor este ridicarea provocată prin înghețarea apei de sub turbă. De obicei acestea sînt fixate pe suprafețele joase, mlăștinoase, din apropierea lacurilor ce se usucă și sînt acoperite de vegetație. Hidrolacolitele se întîlnesc în Siberia Estică și în Peninsula Taimîr (fig. 194), ca și în estul Groenlandei.

Alasurile sînt microdepresiuni (scobituri) de forma prăbușirilor. Fundul lor este de obicei uscat, deși de multe ori se întîlnesc alasuri umplute cu apă. Alasurile apar în urma topirii gheții minerale ce se află sub stratul de sol. Suprafața în-

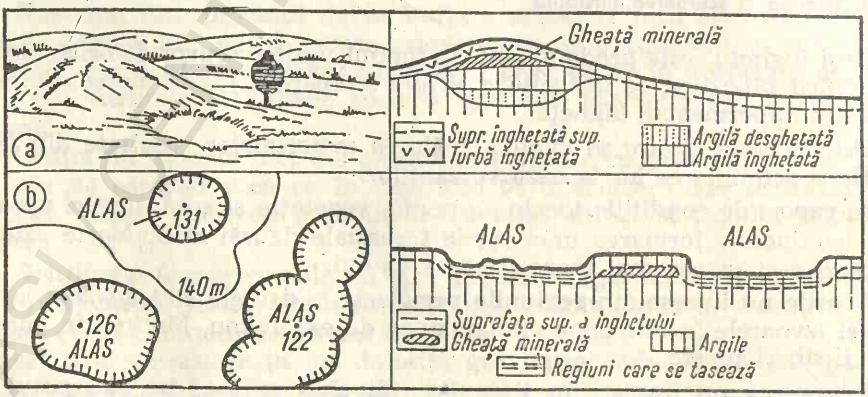


Fig. 194. Forme de relief termo-carstic (după autorii citați):
a — hidrolacolit; *b* — alas; în dreapta profilele transversale respective.

gheţată suferă în regiunea alasurilor o mare oscilaţie. Pe porţiunile dintre alasuri ea se află mai aproape de suprafaţa solului, iar pe fundul alasurilor stă la o adîncime mai mare. Mărimea alasurilor este foarte variată, începînd de la cîţiva zeci de metri pînă la cîţiva kilometri. Ele au o formă aproape rotundă (fig. 194).

Alte microreliefuri caracteristice sînt reprezentate de diferite vîlcele şi depresiuni de *tip tîmpî*, cu adîncimi de 1—4 m şi suprafeţe de cîţiva km² (ce apar mai ales în Siberia de Vest). Evoluţia acestora se face fie prin extindere de la centru spre periferie, fie prin captarea celor din jur.

Împreună cu hidrolacolitele şi alasurile, ele dau peisajului de tundră un aspect cu totul specific.

O altă caracteristică, foarte importantă a acestor regiuni cu microreliefuri termocarstice, o constituie aşa-numita *pădure beată*, unde tulpinele inundate ale copacilor au diferite orientări.

2. **Solurile poligonale** (denumite de unii şi *poligoane texturale* sau *soluri geometrice pietroase)* reprezintă unul din cele mai caracteristice microreliefuri ale tundrelor polare şi montane. Forma lor poate fi un poligon cu laturi bine conturate sau chiar un *cerc* (de aici şi denumirea de *cercuri de piatră*, care li se dă mai ales în regiunile muntoase), cu marginile mai joase şi partea centrală larg bombată. Dimensiunile lor sînt variate (în mod obişnuit 0,50—1,00 m, cele mai mari ajungînd la cîţiva metri, de unde şi denumirea de *poligoane uriaşe*, iar formarea lor este pusă astăzi mai mult pe tensiunea creată de ciclul îngheţ-dezgheţ. Aceasta începe prin apariţia crăpăturilor în care se formează penele de gheaţă şi care prin presiunea laterală exercitată duce la bombarea părţii centrale dintre pene, de unde rezultă migrarea pietrelor (grohotişurilor) spre margini (fig. 195).

3. **Marghilele** *(Les buttes gazonnées sau thufur)* sînt un fel de muşuroaie de pămînt, cu dimensiuni ce rar ajung la 0,50—1,00 m, în schimb sînt foarte numeroase (adevărate cîmpuri care cuprind hectare întregi şi a căror geneză este oarecum asemănătoare solurilor poligonale. Ele apar destul de des şi în cuprinsul păşunilor alpine de la noi.

Alături de formele de relief datorite îngheţului şi dezgheţului, îmbibării cu apă, fisuraţiei etc., în regiunile de tundră subarctică apar şi forme

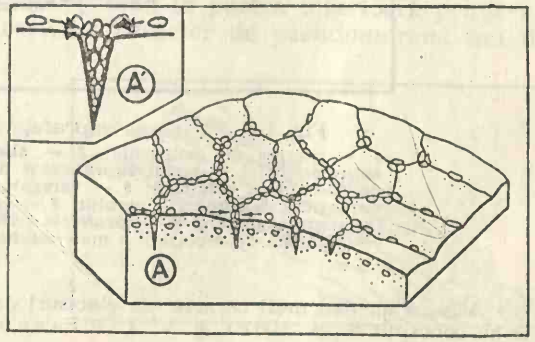


Fig. 195. Formarea solurilor poligonale prin bombarea datorită îngheţului şi migrarea pietrelor pe pantele bombărilor. În *A'* — cazul A mărit

fluviatile, datorită reţelei hidrografice, care acţionează în perioadele scurte de „vară periglaciară", cum sînt *văile asimetrice,* formate şi sub influenţa vînturilor dominante, a zăpezii şi soliflucţiei.

III. Microrelieful periglaciar montan

Acesta este mult mai variat şi chiar mai complex, datorită condiţiilor specifice în care se dezvoltă (pantă, energie de relief şi altitudine).

El poate fi clasificat în mai multe grupe: *forme de gelifracţie, coraziune eoliană, forme de tensiune hidrostatică, forme de congelifluc̦ie şi de gravitaţie, forme de nivaţie* etc.

1. **Formele datorite gelifracţiei şi coraziunii eoliene** constituie, în general, relieful rezidual ruiniform şi de eroziune periglaciară, în care intră: *nişele cu surplombe, stîlpii, colonadele, ciupercile, sfinxurile, suprafeţele de altiplanaţie,* caracteristice vîrfurilor, crestelor, abrupturilor şi culmilor muntoase afectate de intense procese de gelifracţie, în asociaţie cu cele eoline de coraziune nivală, soliflucţie şi de şiroire, precum şi văile şi versanţii de tip preglaciar. Varietatea acestor forme de relief cu cele mai curioase aspecte este strîns legată de natura petrografică a rocilor (care condiţionează selectivitatea proceselor de alterare), de valoarea unghiurilor de pantă etc.

Dintre formele amintite mai sus, *suprafeţele de altiplanaţie*[1] ocupă un loc special prin modul lor de formare sub acţiunea gelifracţiei sau gelivaţiei (fig. 196), la care se adaugă transportul solifluc̦ional al materialelor rezultate din dezagregarea rocilor.

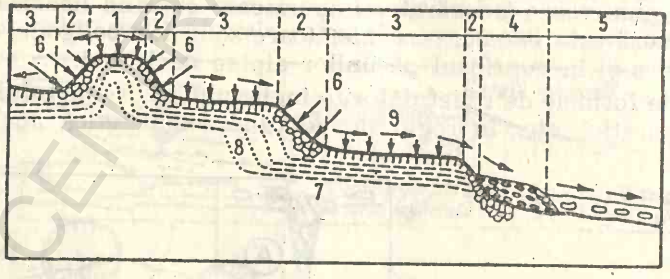


Fig. 196. Formarea suprafeţelor de altiplanaţie:
1 — martor de gelifracţie; *2* — abruptul care separă podul suprafeţelor; *3* — podul suprafeţelor de altiplanaţie; *4* — terasă de acumulare coluvială; *5* — versantul soliflucţional; *6* — zona de acţiune puternică a gerului; *7* — zona pînă unde se resimte influenţa îngheţului pe suprafeţele netede; *8* — idem, pe pantă; *9* — direcţia de deplasare a materialului sub influenţa soliflucţiei.

[1] Acestea au mai mult caracter de glacisuri de eroziune piemontane decît aşa cum le-au conceput S. S. Boci şi V. I. Krasnov (fig. 196).

BCU IASI / CENTRALA / BIBLIOTECA LIBRARY

Fig. 197. Microrelief periglaciar de congeliflucţie:
a — terase de soliflucţie; *b* — mări de pietre; *c* — torenţi de pietre.

Specificul acestor trepte sau umeri de eroziune mecanică denumiţi şi *replats-goletz* constă în întinderea redusă pe versanţii munţilor şi poziţia lor altimetrică variabilă, chiar de pe o latură pe alta a masivelor muntoase, cum se întîlnesc la noi mai ales în munţii eruptivi Harghita, Gutin, Vlădeasa etc.

2. **Formele datorite proceselor de tensiune hidrostatică şi crăpăturilor** provocate de îngheţ, în care intră *poligoanele* sau *cercurile de piatră, movilele de tip marghile* se întîlnesc şi la noi astăzi în zona păşunilor alpine actuale.

3. **Formele datorite congeliflucţiei şi gravitaţiei** sînt destul de variate după natura depozitelor constituente (materiale fine, argiloase, îmbibate cu apă şi materiale grosiere, grohotişuri de diferite dimensiuni), ca şi după modul lor de formare. Cele mai caracteristice sînt *grohotişurile ordonate* (*éboulis lités*), care îmbracă versanţii munţilor.

Între aceste forme de relief se pot aminti: *terasele de soliflucţie* — trepte mici ce iau naştere în urma deplasării depozitelor deluviale pe versanţii munţilor, cu înălţimi şi lăţimi de 0,50—1,00 m, *torenţii, rîurile* şi *mările de pietre,* scurgeri de grohotişuri ordonate pe versanţii munţilor (fig. 197).

Torenţii sau *curgerile blocuri* sînt formaţi din grohotişuri amestecate cu argile deluviale şi au o orientare paralelă cu direcţia versanţilor.

„Rîurile de pietre" sînt formate numai din blocuri de grohotişuri şi ocupă formele negative ale versanţilor, prezentînd diferite trepte transversale arcuite în jos şi care arată că deplasarea materialului este mai mare în centru decît pe margini.

De obicei *„rîurile de pietre"* se termină în partea inferioară printr-un val abrupt, în formă de semicerc, cu caracter de *pseudomorenă* sau de *potcoavă nivală* (fig. 198).

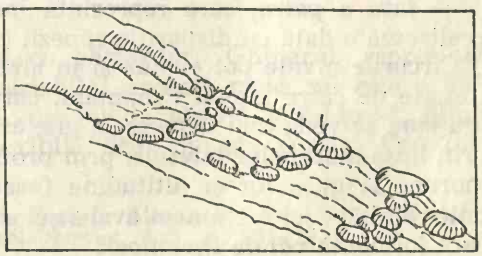


Fig. 198. Potcoavă nivală în valea glaciară Bîlea din Munţii Făgăraş.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Mările de pietre reprezintă alt aspect al reliefului periglaciar, care se formează pe suprafețele muntoase slab înclinate, prin îngrămădirea materialelor grosiere (grohotișuri), amestecate la bază cu materiale fine (argiloase), în urma deplasării lor sub acțiunea înghețului și dezghețului.

Prezența acestora este legată în special de rocile mai dure, greu de dezagregat, cum sînt granitele, granodioritele, cuarțitele etc.

În cuprinsul lor apar diferite trepte cu înălțimi de cîțiva metri, ca urmare a deplasărilor diferențiale create în masa de grohotiș.

Pe versanții cu înclinare nu prea mare, mările de pietre poartă denumirea slavă de *kurume*, care formează la baza versanților *terase gravitaționale de acumulare*.

4. **Formele datorită nivației** sînt numeroase și ele apar ca rezultat direct al acțiunii mecanice și chimice a zăpezii asupra litosferei.

Cele mai caracteristice forme de relief datorite nivației sînt *nișele* și *circurile nivale*.

Nișele reprezintă de fapt adînciturile inițiale ale reliefului, care condiționează concentrarea zăpezii în anumite locuri. Formarea lor se datorește în special gelifracției, eroziunii selective etc.

Circurile nivale reprezintă lărgirea în suprafață a nișelor, sub influența gelifracției, spălării, soliflucției, dizolvării etc. Formarea circurilor nivale trece prin mai multe faze, după S. Boci (1946):

— *faza întîi*, ce corespunde cu ocuparea nișei de către zăpadă timp de mai mulți ani și cînd acțiunea gelifracției se efectuează mai mult asupra peretelui vertical al nișei, care prezintă un profil longitudinal în trepte;

— *faza a doua*, în care apele rezultate din topirea zăpezii spală materialul dezagregat, și-l depune pe fundul nișei pînă la gura acesteia. În această fază, profilul longitudinal este mult regularizat prin aceste depozite de fund și prin soliflucție;

— *faza a treia*, care se caracterizează prin formarea unui profil longitudinal concav, datorită retragerii treptate a cornișei sub acțiunea gelifracției și a zăpezii, precum și datorită depozitelor de pe fundul circului, care la gura lui au caracterul unei *pseudomorene*, cu dimensiuni variabile;

— *faza a patra*, care reprezintă însuși circul nival propriu-zis, ce se realizează o dată cu dispariția zăpezii (fig. 199).

Circurile nivale pot evolua și în altă direcție, prin ocuparea lor în continuare de către ghețarii montani, care le transformă în *circuri glaciare*, așa cum se vede mai departe la ghețari. Circurile nivale se caracterizează prin lipsa morenelor laterale, prin profil longitudinal concav, prin pseudomorene la gura lor și altitudine foarte variabilă. De asemenea nu trebuie uitată nici acțiunea avalanșelor de zăpadă pe versanții abrupți, care formează *văi de tip culoar*.

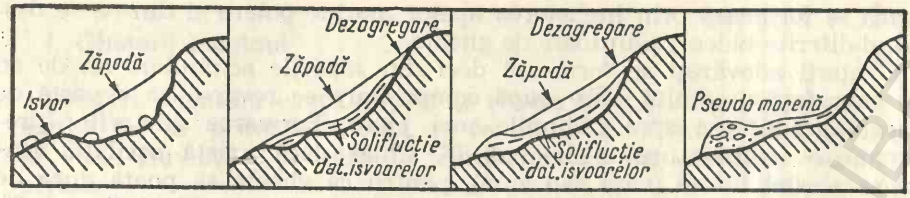


Fig. 199. Fazele formării circurilor nivale (explicația în text).

În concluzie trebuie să subliniem că nivația joacă un rol important în sculptarea versanților muntoși, în special la crearea treptelor de tip periglaciar, așa cum se vede la noi în munții Baiului, Făgărașului etc.

IV. Rolul sistemului de modelare periglaciară în planația generală a reliefului continental. Crioplanația

Crioplanația reprezintă una din verigile planației universale a reliefului continental care se manifestă prin *altiplanație, pedimentație* și *echiplanație.*

Altiplanația[1] constituie întregul complex de procese morfogenetice, care contribuie la nivelarea reliefului montan, prin formarea *altiplenelor* sau *teraselor montane.* Acestea au aspectul unor trepte cu altitudine variabilă, ce apar pe versanți sau pe interfluviile muntoase, ca urmare în special gelifracției și congeliflucției, așa cum s-a mai arătat.

Pedimentația este legată de piciorul munților sau al oricăror ridicături și al cărei rezultat este formarea unor suprafețe ușor înclinate (3—5°), denumite *pedimente* sau *glacisuri periglaciare.* Procesele care contribuie la formarea pedimentelor periglaciare sînt gelifracția, spălarea deluvială și congeliflucția.

Echiplanația reprezintă o altă latură a crioplanației, care constă în nivelarea prin umplerea laterală a depresiunilor sau văilor cu materiale groase de solifluxie, rezultate din gelifracție și din nivelarea vîrfurilor sau interfluviilor, în raport cu această bază, la un nivel intermediar.

C. SISTEMUL DE MODELARE GLACIARA

Definiția, răspîndirea și clasificarea ghețarilor. Ghețarul reprezintă o masă de gheață de dimensiuni variabile. Această masă nu este o apă înghețată, ci o zăpadă comprimată, un fel de gheață grăunțoasă, plină de bule de aer, care este mai flexibilă decît gheața pură. Cea din

[1] Aceasta a fost descrisă pentru prima dată în Alasca de către H. M. Eakin în *The Iukon Koyukuk* region, U. S. Geol. Survey, Bull. nr. 631, 1916.

urmă se formează prin îngheţarea apelor marine polare şi din ea se desprind diferite blocuri plutitoare de gheaţă.

Gheţarii adevăraţi se formează deci din zăpezile acumulate an de an pe suprafaţa uscatului, care după comprimare se revarsă ca o pastă de gheaţă grăunţoasă spre regiunile mai joase. Formarea gheţarilor presupune o temperatură medie sub 0°. Chiar dacă există oscilaţii deasupra acestei limite (vara sau ziua), pentru ca gheaţa să poată dura de la un an la altul este necesar ca temperatura medie anuală să fie sub 0°.

Astfel de condiţii termice se realizează pe suprafaţa Pămîntului numai în regiunile polare şi în regiunile înalte, muntoase, din zonele temperate şi calde.

După mediul în care se formează, se deosebesc două categorii de gheţari: *de uscat* şi *marini* (oceanici).

Gheţarii de uscat şi răspîndirea lor pe glob. Sub raport geomorfologic, cei mai importanţi sînt gheţarii de uscat, care se împart, după aspect şi volum, în două categorii mari: *gheţari de munte* (montani) *sau de vale* şi *gheţari de calotă, continentali* sau *inlandsis-urile.*

La aceste două categorii, unii cercetători adaugă pe a treia — *gheţarii de piemont.*

Răspîndirea gheţarilor de uscat este strîns legată de zonalitatea geografică, condiţionată la rîndul ei de *altitudine* şi *latitudine* (v. fig. 93).

În raport cu altitudinea, relieful muntos are un rol foarte important. Masele glaciare apar în toate zonele climatice, dar la altitudini diferite, începînd de la nivelul mării în zona rece şi pînă la 5 000—6 000 m în zona caldă.

În zona temperată, gheţarii se formează de la 2 600—3 000 m în sus.

Cei mai importanţi gheţari din regiunea temperată sînt: *Aletsch* (115,1 km²), *Gorner* (68 km²) şi *Mer-de-Glace* (55 km²) din Alpi; *Fedcenko* (1 350 km²) din Pamir; *Siahem* (1 150 km²), *Baltoro* (754 km²) din Karakorum; *Zeravşan* (886 km²), *Inilcek-Han Tengri* (600 km²) din Tianşan; *Bezinghi* (64 km²) din Caucaz; *Malaspina* (3 800 km²) din Alaska etc.

Din regiunea caldă amintim gheţarii: *Raura* (16 km²) şi *Cancaraca* (12 km²) din Anzi şi alţii.

În raport cu latitudinea se disting două regiuni circumpolare: *regiunea antarctică,* reprezentată prin calota care acoperă regiunea sudică în suprafaţă de 14 100 000 km², şi *regiunea arctică,* reprezentată printr-o serie de calote mai mici, care acoperă cea mai mare parte a insulelor *Groenlanda* (1 833 900 km²), *Spitzbergen* (58 000 km²), *Novaia Zemlea* (22 000 km²), *Franz Iosef* (17 000 km²), *Islanda* (13 000 km²) etc. (v. fig. 94).

În total, suprafaţa ocupată de gheţarii actuali este de circa 16 520 000 km² sau 11% din suprafaţa uscatului, repartizată astfel:

— regiunile polare sudice . . . . . .14 100 000 km²;
— regiunile polare nordice . . . . . 2 100 000 km²;
— regiunile temperate din emisfera sudică . . . 210 000 km²;
— regiunile temperate din emisfera nordică . . 100 000 km²;
— regiunile tropicale . . . . . 10 000 km².

I. Gheţarii montani

Gheţarii montani ocupă suprafeţe relativ mici (v. fig. 93) şi ei se formează fie pe podurile netede, unde au aspectul unor mici calote, fie în văile fluviatile, pe care le transformă în văi glaciare, sau în nişe nivale.

Alături de rîuri, de vînt şi mare, gheţarii constituie un agent complet cu triplă acţiune: *eroziune, transport* şi *acumulare,* acţiune care este strîns legată de dinamica gheţarilor, condiţionată în primul rînd de climă şi de pantă.

În general se ştie că acţiunea gheţarilor este deosebită de cea a rîurilor; ea se desfăşoară după legi specifice şi imprimă reliefului caractere proprii, glaciare.

1. **Părţile unui gheţar montan.** Gheţarii cu dezvoltare normală au două părţi: *corpul* şi *limba* (fig. 200).

Corpul gheţarului corespunde căldării sau circului glaciar, care s-a format pe fundul mai plat al unui bazin de recepţie fluviatilă, înconjurat de pereţi abrupţi, sau pe versanţii munţilor, în porţiunile nivale mai adăpostite. Circul glaciar corespunde, de obicei, *cîmpului de zăpadă* (din care se formează gheţarul), denumit în limba franceză *névé* şi în limba germană *Firnfeld* sau simplu *firn.*

Limba gheţarului reprezintă fîşia de gheaţă care se formează din circ şi înaintează în lungul văii.

Deosebirea dintre gheaţa din circ şi cea din limba gheţarului constă în forma profilului transversal: *concavă* în circ şi *convexă* în limba gheţarului.

Zăpada din circ se adună direct din aer sau prin lavinele (avalanşele) ce se formează pe versanţii circului. Ea este asemănătoare (cu cea care cade iarna la noi, *albă* şi *afînată.* Cu cît se pătrunde spre fundul circului, zăpada se transformă într-o gheaţă opalescentă, deosebită de cea a rîurilor îngheţate. Opalescenţa gheţii de aici se datoreşte numeroaselor bule de aer ce existau cînd zăpada era supusă apăsării păturilor ce se depuneau în continuu. Această gheaţă albastră o întîlnim şi în limba gheţarilor.

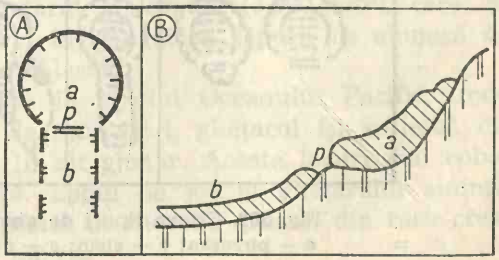


Fig. 200. Părţile unui gheţar:
a — corpul; *b* — limba; *p* — pragul care separă cele două părţi; *A* — reprezentare în plan; *B* — în profil. Corpul gheţarului corespunde circului, iar limba, văii glaciare.

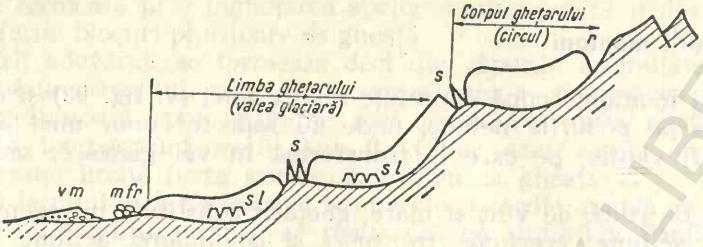


Fig. 201. Privire de ansamblu în lungul unui gheţar:
r — rimaye; *s* — séracsuri frontale; *s l* — séracsuri laterale; *m fr* — morenă frontală; *v m* — val morenic.

Datorită greutăţii şi pantei mai mari, masa de gheaţă din circ este uneori separată de versanţii abrupţi înconjurători printr-o despicătură, spărtură sau crevasă transversală, numită *rimaye*. De asemenea, trecerea de la circ la limba gheţarului se face tot printr-o serie de *crevase transversale*, numite *sérracs* (fig. 201).

Crevase mai mici există peste tot în corpul gheţarului — nu numai în dreptul pragurilor, ci şi în lungul lui (crevase longitudinale).

2. **Tipuri de gheţari montani.** Gheţarii montani se clasifică, după poziţia lor, în două grupe mari: *gheţarii de platou*, ce au forma unor mici calote glaciare (numite în Norvegia aisfjeld), şi care se întîlnesc mai ales în Munţii Scandinaviei, în Islanda, Himalaia etc., şi *gheţarii de vale*, de formă alungită şi care sînt denumiţi astfel deoarece se ramifică ca o reţea hidrografică, cum sînt cei din Alpi, Alaska, Himalaia etc.

După caracterele lor proprii se disting gheţari *de tip pirenean, alpin, himalaian, norvegian, alaskian, vulcanian, turkestanian* etc.

a) *Tipul pirenean* sau gheţarul de circ, fără limbă şi deci fără scurgere (fig. 202, *a*). Gheţarii de acest tip sînt localizaţi numai în căldări, din care pleacă uneori o limbă de gheaţă foarte scurtă. În alte cazuri, ei apar ca nişte circuri suspendate, din care alunecă mici limbi de gheaţă. În timpul pleistocenului tipul pirenean a avut o largă dezvoltare în Carpaţii noştri.

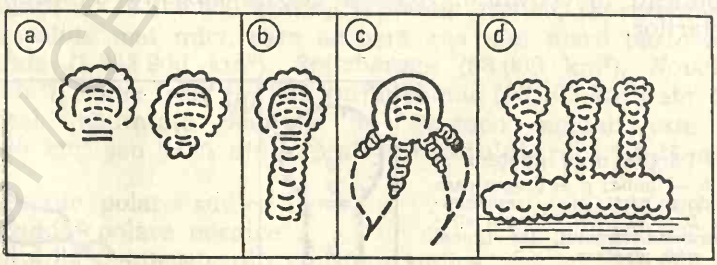


Fig. 202. Cîteva tipuri de gheţari de vale-montani:
a — pirenean; *b* — alpin; *c* — norvegian; *d* — alaskian.

b) *Tipul alpin* sau gheţarul simplu (clasic), format dintr-un singur circ şi o limbă (fig. 202, *b*). Acest tip este asociat în Alpi cu alte tipuri (pirenean şi himalaian).

Suprafaţa totală acoperită de gheţari în Alpi este de 4 000 km². Cei patru mari gheţari de aici sînt *Aletsch* (115,1 km²), *Gorner* (68 km²), *Mer-de-Glace* (55 km²) şi *Fischer* (41 km²).

Gheţarul Aletsch se formează de sub vîrfurile Monch şi Jungfrau; *Mer-de-Glace* este un gheţar compus, iar limba lui ajunge pînă în zona pădurilor, la 2 000 m sub limita zăpezilor veşnice. Cei mai mulţi gheţari din Alpi se găsesc pe latura de nord şi nord-vest. Pe versantul italian, gheţarii sînt mai puţini şi mai mici.

c) *Tipul himalaian* face parte din seria gheţarilor compuşi, fiind foarte ramificaţi. Gheţarii de tipul himalaian ocupă înălţimile cele mai mari din latitudinile mici. Limita zăpezilor veşnice se află pe versantul sudic, la 5 200 m, iar pe cel nordic, la 4 500 m. Limbile de gheaţă sînt enorme, atingînd 50 km lungime, şi ele ajung pînă în zona pădurilor, încărcate de morene, din care gheaţa se vede destul de rar.

Vara, topirea gheţii e bogată şi morenele produc un haos de movile înalte de 20—30 m. Torenţi enormi circulă pe suprafaţa gheţii, săpînd albii cu meandre, formînd lacuri sau dispărînd prin crăpături (crevase), ca rîurile în regiunile carstice.

Iarna, totul este acoperit de zăpadă. Grosimea gheţii este enormă; ea îneacă văile şi lasă să apară deasupra numai crestele munţilor (400—500 m).

Gheţarul himalaian constă dintr-o vale principală, în care confluează o serie de văi secundare, exact ca la o vale fluviatilă. Acesta este, cu alte cuvinte, un *gheţar de confluenţă.*

d) *Tipul norvegian* este un mic gheţar de calotă (aisfjeld) sau de platou, care apare ca o saltea, cu dimensiuni de 700—800 km² şi din care se desprind limbi lungi de gheaţă, ce ajung uneori pînă pe fundul fiordurilor, la nivelul mării. Forma caracteristică este cea tentaculară (fig. 202, *c*). Acest tip reprezintă trecerea de la gheţarul de vale la cel de inlandsis.

e) *Tipul alaskian* este în fond un gheţar alpin, cu o vale de dimensiuni colosale, dar cu circ mic. Gheţarul nu se formează în „căldare", ci la poalele muntelui, sub forma unei întinse calote. Exemplul cel mai caracteristic îl constituie gheţarul *Malaspina* (3 800 km²), care se formează la piciorul munţilor prin îngrămădirea zăpezii ce alunecă de pe versanţii bogaţi în precipitaţii ai Alaskăi.

Gheţarul Malaspina ajunge pînă la nivelul Oceanului Pacific, unde dă *aisberguri.* Sus spre căldări, de multe ori, gheţarul îşi schimbă direcţia curgerii, trecînd peste şei în alt gheţar. Aceste locuri mai coborîte se numesc *şei de confluenţă.* Lobul de jos al gheţarului amintit are cea mai mare suprafaţă, acoperită de morene groase, din care cresc păduri uriaşe, ce apără gheaţa de topire.

Malaspina face parte din *gheţarii de piemont.* Acesta, spre deosebire de cel norvegian, din care pornesc limbi de gheaţă, prezintă mai multe căldări cu mai multe limbi, ce se unesc într-o singură calotă de tip piemontan (fig. 202, *d*).

f) *Tipul vulcanian* sau *african* este caracteristic regiunilor vulcanice. Conurile foarte înalte ale vulcanilor stinşi (Elbruz, în Caucaz, Kenia şi Kilimanjaro, în Africa) trec de limita zăpezilor perene şi sînt acoperite de zăpezi veşnice, din care coboară radiar lobi de gheaţă.

g) *Tipul turkestanian* este reprezentat prin gheţari mici, închişi în depresiuni foarte adînci, cu versanţi abrupţi, fără bazin de alimentare şi care primesc noi cantităţi de zăpadă numai din eventuale avalanşe.

3. **Dinamica gheţarilor montani.** Întreaga acţiune a gheţarilor, care se efectuează prin eroziune, transport şi acumulare glaciară, este strîns legată de mişcarea gheţarului. O dată format, gheţarul nu rămîne pe loc. Datorită plasticităţii gheţii, pantei şi mai ales datorită presiunii pe care o exercită cantităţile noi de gheaţă ce se acumulează deasupra, în regiunea de alimentare, masa lui începe să se scurgă la vale, întocmai ca o materie vîscoasă.

În urma observaţiilor directe ce s-au făcut în regiunile cu gheţari, precum şi pe baza experienţelor, care au utilizat jaloane puse în linie dreaptă, de la o latură la alta a gheţarului, pietre colorate şi chiar instrumente de vizat, s-au stabilit legile înaintării gheţarilor, după cum urmează:

a) *Viteza gheţarilor* este mai mare la mijloc decît pe lături, iar linia vitezelor unui profil nefiind, după cum s-a crezut *o parabolă,* ci o curbă avînd o uşoară convexitate spre cei doi versanţi şi apropiindu-se foarte mult de o linie dreaptă spre regiunea axială.

b) *Punctele cu viteză maximă* a unor profile succesive nu se găsesc pe axa riguros geometrică a văii gheţarului, ci pe o linie sinuoasă care urmăreşte contururile văii.

c) *Viteza gheţarului creşte de la fundul lui spre suprafaţă* şi din regiunea bazinului de alimentare spre vale (din amonte spre avale, de la circ la limbă).

d) *Viteza maximă a gheţarului* este în punctele unde gheaţa este mai groasă.

e) *Viteza este proporţională cu panta şi creşte cînd secţiunea văii se îngustează,* pentru a descreşte cînd secţiunea văii se lărgeşte.

Viteza de mişcare a gheţarilor nu se schimbă de la vară la iarnă sau de la zi la noapte. Cercetările întreprinse în această direcţie au arătat însă că ea este constantă tot anul. Viteza gheţarilor este în general, redusă (25 mm—1,25 m/zi), ea fiind de aproximativ de 10 000 de ori mai mică decît a unui curs de apă, în condiţii egale de pantă. În Alpi, viteza gheţarilor este mai mare, de 10—20 m/an.

Cercetările din Pamir au arătat că unii gheţari, sub influenţa pantei şi a volumului lor, înaintează cu o viteză pînă la 2 m/zi.

Astfel, mișcarea gheţarului *Fedcenko* (numit astfel după numele unui mare explorator rus al Asiei centrale) este studiată prin vizare dintr-un observator special, deoarece acest gheţar, care alimentează apele rîurilor din bazinul fluviului Amu Daria, reprezintă o valoare economică deosebită pentru asigurarea apei necesare importantelor culturi de bumbac din regiunea învecinată mai joasă.

Asupra explicării mișcării gheţarilor au fost emise mai multe teorii. Între acestea, *unele* pun accentul pe fenomenul de dilatare sau de simplă acţiune a greutăţii; altele, pe îngheţul continuu al apei în intervalele dintre cristalele de gheaţă.

Fenomenul curgerii gheţarului s-ar putea rezuma astfel:

Gheţarul este o masă de gheaţă care se scurge pe o suprafaţă înclinată ca un lichid foarte vîscos. Mișcarea lui este întreţinută de presiunea masei de gheaţă, încetinită de frecarea pe pat și reglată de legile frecării interioare, care fac ca scurgerea să varieze de la o secţiune la cea următoare, și nu poate fi comparată cu o simplă alunecare pe plan înclinat (*Geologia tehnică*, vol. I, p. 484).

Plasticitatea gheţii este o proprietate moleculară, care o face aptă să curgă. Fenomenul acesta este favorizat — nu însă determinat — de cristalele de gheaţă și de temperatura gheţii.

Unii cercetători afirmă că, datorită acestei plasticităţi, scurgerea unui gheţar este posibilă tot așa de bine atît pe un plan orizontal cît și pe unul înclinat. Acolo unde plasticitatea devine insuficientă pentru a permite o scurgere continuă, gheţarul se rupe în blocuri.

În circ (căldare), sub influenţa pantei, zăpezile acumulate și supuse îngheţului și dezgheţului alunecă încet spre uluc sau jgheab.

4. **Eroziunea glaciară și legile ei.** Aceasta este diferită în circ și în limba gheţarului.

În limbă, unde gheaţa este formată din foi, care alunecă unele peste altele, fiind ajutate pe păturile de praf dintre ele, viteza de curgere creşte din cauza pantei. În jos de praguri, gheaţa se mișcă mai repede, iar în chiuvete stagnează mai mult. La praguri, gheaţa, crăpîndu-se și formînd *sérracs-uri*, are presiune slabă și nu poate roade mult. Aici se simte mai ales eroziunea torenţilor subglaciari, care sapă șanţuri înguste și adînci. La capătul limbii, gheţarii nu mai rod, ci acumulează.

În afară de pantă, eroziunea depinde de *grosimea gheţarilor*. Cu cît aceasta este mai mare, cu atît presiunea și eroziunea sînt mai mari. Grosimea este mai mare în chiuvete, iar la praguri este mai subţire. Adeseori, gheţarul lipsește la praguri și atunci limba se împarte în două fragmente. Cînd se topește gheţarul, în chiuvetele adînci se formează lacuri. În unele locuri, gheţarul pierde contactul cu fundul sau îl apasă foarte slab, așa cum este, de exemplu, la praguri. Profilul longitudinal se prezintă din această cauză sub formă de trepte, cu porţiuni mai ridicate și mai coborîte (v. fig. 201).

Pe baza celor de mai sus s-au putut stabili următoarele legi în mersul eroziunii gheţarilor (C. Brătescu, 1942)[1]:

— *legea întîi* — eroziunea glaciară este mai mare acolo unde panta este mai mică, dar unde şi grosimea gheţii este mai mare. Eroziunea glaciară nu ajunge la un profil de echilibru, ci duce la accentuarea denivelărilor lui;

— *legea a doua* — gheţarul, prin greutatea şi presiunea lui, poate roade şi sub nivelul de bază, prin supraadîncire;

— *legea a treia* — gheţarul roade şi lateral, formînd ulucul (jgheabul), care are un profil transversal în formă de „U".

5. **Transportul şi acumularea glaciară.** Gheţarii au o puternică acţiune de transport, fie prin tîrîrea pe fundul gheţarului a materialului rupt din stînci, fie prin deplasarea materialului ce cade în interiorul gheţarului sau pe suprafaţa lui.

Acumularea materialului are loc pe parcurs pe fundul gheţarului sau o dată cu oprirea acestuia, ca urmare a schimbării condiţiilor climatice sau a pantei. Depozitele ce rezultă din acumularea transportului glaciar sînt cunoscute sub denumirea de *morene,* iar cele ce se formează în urma topirii gheţarilor, la marginea lor externă, constituie *complexul fluvio-glaciar* (v. fig. 211).

Depozitele de morene reprezintă acumulările glaciare propriu-zise, caracterizate prin lipsa de sortare a materialelor componente. Morenele reprezintă un amestec haotic de argile, nisipuri, pietrişuri şi bolovănişuri de diferite dimensiuni şi a căror predominare depinde de tipul de morenă şi mai ales de locul unde se află.

Depozitele fluvio-glaciare sînt constituite din bolovănişuri, pietrişuri, nisipuri şi argile nisipoase, depuse în ordinea mărimii particulelor, în zonele submontane. Predominante sînt nisipurile şi bolovănişurile.

6. **Oscilaţiile volumului şi topirea gheţarilor.** Cînd gheţarul coboară mai jos de linia zăpezilor veşnice, începe să se topească sub influenţa căldurii. Rolul cel mai important în topirea gheţarilor îl joacă *factorii climatici.*

Topirea gheţarilor are loc ca urmare a încălzirii datorită aerului cald, ploilor şi căldurii emanate de coastele munţilor din vecinătatea gheţarului. Topirea este deosebită de la zi la noapte. Variaţiile bruşte de temperatură influenţează mult procesul de topire.

Căldura pe care o primeşte gheţarul nu este numai de la suprafaţă, ci şi de pe fundul lui. Topirea de fund joacă un rol mai mic şi ea are influenţă numai asupra stratului de gheaţă care este în directă atingere cu fundul.

Păstrarea limbii gheţarului mai jos de linia zăpezilor veşnice, în cursul unei perioade lungi, în condiţiile topirii permanente a gheţii,

[1] Notiţe la curs, 1942, Universitatea Bucureşti.

este posibilă numai în cazul îngrămădirii permanente a noilor mase de gheață. După felul cum se prezintă linia marginală, se disting trei cazuri de variații ale acesteia:

— *dacă cantitățile noi de gheață* sînt egale cu cele ce dispar prin topire, atunci linia marginală a gheţarului rămîne neschimbată ($G=T$)[1];

— *dacă masa de gheață* întrece cantitățile care se pot topi, limba gheţarului creşte, devine mai lungă şi coboară de-a lungul văii — adică gheţarul înaintează ($G>T$);

— *dacă masa de gheață* topită întrece cantitățile noi de alimentare rezultă procesul invers, adică masa gheţarului se micşorează, limba devine mai scurtă, gheţarul se retrage în amonte ($G<T$).

Aceste oscilații ale gheţarului expuse mai sus se produc din cauza schimbării condițiilor de topire şi a maselor noi de gheață. Timpul în care au loc poate fi cursul unui anotimp sau chiar o perioadă mai îndelungată.

Variațiile sezoniere legate de schimbarea condițiilor de topire, iarna şi vara, sînt de obicei neînsemnate şi ele nu trec de 10—20 m. Iarna, gheţarul poate înainta în jos, în vale, cu 10—20 m, iar în cursul verii se retrage din nou la limita sa obişnuită de toamnă.

Înaintarea şi retragerea gheţarului poate avea loc, de asemenea, în cursul unor faze lungi, condiționate de variațiile ciclice de climă (fazele glaciare şi interglaciare).

Mărirea cantităților de precipitații în zona de alimentare a gheţarului şi scăderea temperaturilor aerului în zona de topire duc la *creşterea sistematică a gheţarului* şi la *extinderea lui în jos, în aval.* Procesul invers produce reducerea gheţarului şi chiar dispariția lui totală.

Din cele expuse cu privire la gheţarii montani rezultă destul de clar că două sînt tipurile principale cu importanță mare în geomorfologie: *gheţarii de circ,* cu dimensiuni reduse, dominați de pereți stîncoşi şi aproape verticali, de unde coboară avalanşe care-i alimentează; *gheţarii de vale ramificați,* ale căror limbi constituie un fel de rețea arboricolă ce se formează în circurile superioare, unindu-se la diferite nivele, dînd naştere la *gheţari de confluență* şi *transfluență* sau chiar la *gheţari piemontani* (fig. 202, *d*).

7. **Relieful glaciar specific gheţarilor montani.** Acesta este destul de variat, deşi el ocupă suprafețe reduse în cuprinsul munților, fiind localizat mai ales în regiunile cele mai înalte, unde predomină climatul alpin. Acesta poate fi împărțit în două categorii mari — *relieful de eroziune* şi *relieful de acumulare.*

Relieful de eroziune este reprezentat prin forme destul de numeroase, între care se amintesc cele mai principale: *circurile* sau *căldările, crestele* şi *văile glaciare.*

Circurile glaciare sînt forme depresionare semiovale sau semielip-tice, dominate de versanți abrupți, ocupate sau nu de gheţari.

[1] G=masa de gheață; T=masa topită.

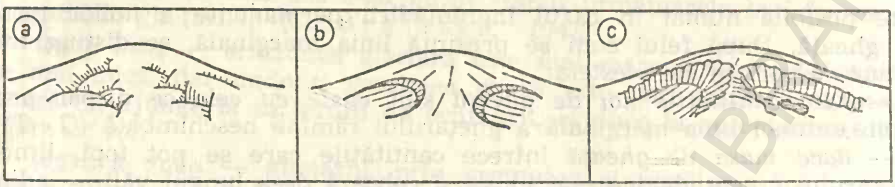


Fig. 203. Formarea circurilor glaciare în bazinele de recepție ale rețelei hidrografice, unde se acumulează zăpezi perene (*a, b, c* — fazele de evoluție), în parte după J. Tricart.

Poziția, forma și dimensiunile circurilor diferă de la caz la caz, după condițiile locale.

Geneza glaciară a circurilor nu poate fi pusă la îndoială, dar ceea ce diferă la unii autori este originea inițială a microdepresiunilor în care se instalează ghețarii și pe care le prelucrează aceștia.

Astfel, după Lehmann, Sölch și Emm. de Martonne, circurile glaciare s-au format în bazinele de recepție torențiale, care fragmentează versanții munților înalți (fig. 203).

Mai tîrziu, de Martonne a introdus în teoria lui și acțiunea nivației, ca stadiu intermediar între bazinul torențial și circ. După alți cercetători, Boci, Lewis, W. Johnson, circurile s-au format prin instalarea lor în nișele de nivație, care sînt lărgite și adîncite treptat prin gelivație și prin transportul subglaciar și în care se instalează un firn (fig. 204).

Nișele nivale se formează de obicei în porțiunile adăpostite ale munților, așa cum s-a arătat la acțiunea zăpezii.

Microrelieful unui circ glaciar simplu este destul de variat și el constă din pereții circului abrupți (cu surplombe și trepte structurale, datorite durității și poziției stratelor, precum și cu conuri de grohotișuri în diferite faze de evoluție) *și fundul circului* (fig. 205).

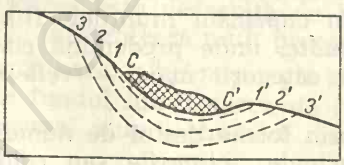


Fig. 204. Lărgirea circurilor nivale (*c—c'*) și transformarea lor în circuri glaciare (*1—1', 2—2', 3—3'*).

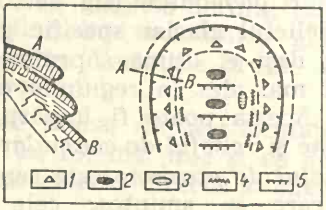


Fig. 205. Microrelieful unui circ glaciar:
A—B — surplombă în profil; *1* — conuri de grohotișuri; *2* — cuvete lacustre; *3* — spinări de berbec; *4* — zgîrieturi; *5* — trepte, mici denivelări.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

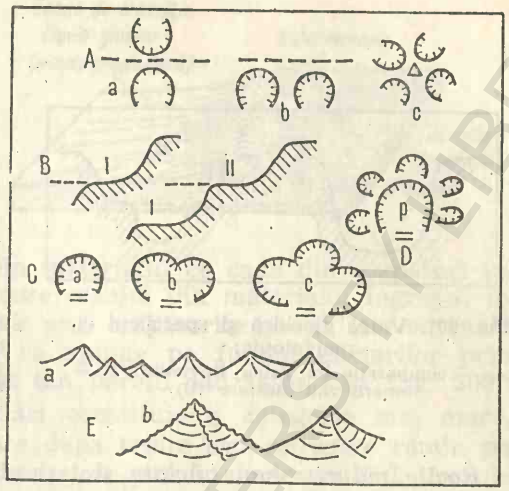


Fig. 206. Aspecte din relieful glaciar de eroziune:
A: *a* — circuri frontale; *b* — circuri paralele; *c* — circuri în rozetă; *B* — circuri cu un etaj și cu două etaje; *C*: *a* — circ simplu; *b* — circ dublu; *c* — circ triplu; *D*: *p* — circ principal; *s* — circuri secundare; *E*: karlinguri (*a*) și vîrfuri piramidale (*b*).

Acesta din urmă este vălurit și scaliform, datorită treptelor din profilul longitudinal, chiuvetelor lacustre, morenelor laterale și spinărilor de berbeci (ca, de exemplu, circul Bîlei din Munții Făgăraș).

Clasificarea circurilor și evoluția lor. Circurile glaciare pot fi clasificate în primul rînd după *poziția* lor față de cumpăna apelor, în: *circuri frontale* sau *simetrice, circuri alăturate paralele,* și *circuri în rozetă* sau *divergente*); după *altitudine,* ele pot fi: *circuri cu un etaj* sau *circuri situate în mai multe etaje* (unele chiar îmbucate în altele), așa cum se vede în figura 206, *A, B.*

După mărimea și poziția lor se disting: *circuri principale* și *circuri secundare,* iar după *gradul de evoluție* se întîlnesc: *circuri simple* și *circuri complexe* (fig. 206, *C, D*).

Prin lărgirea circurilor frontale sau paralele se ajunge la formarea reliefului de *custuri, creste* și *țancuri glaciare,* numite *karlinguri,* iar prin lărgirea circurilor în rozetă se formează vîrfurile piramidale, cum este *vîrful Matterhorn* din Alpi (fig. 206, *E*).

Valea glaciară este de fapt prelucrarea totală sau parțială a unei văi torențiale cu profil transversal în formă de „V" și transformat în formă de „U", cu versanți drepți, cu fundul oval și larg. Datorită acestei forme specifice, se mai numește *jgheab glaciar* sau *trough* (fig. 207, *A*).

Dimensiunile văilor glaciare sînt variate, lungimea lor putînd ajunge la mai mulți kilometri.

Un alt caracter al văilor glaciare este prezența *pragurilor,* a *contrapantelor* și *depresiunilor* din lungul lor, rezultate din acțiunea de subsăpare a ghețarilor, precum și prezența *umerilor de eroziune,* laterali, ce apar în porțiunile care fac trecerea de la valea fluviatilă la cea glaciară (fig. 207, *B*).

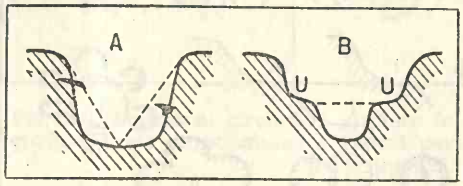


Fig. 207. Valea glaciară și specificul ei morfologic:
A — comparație cu valea fluviatilă; *B* — umerii văii glaciare (U).

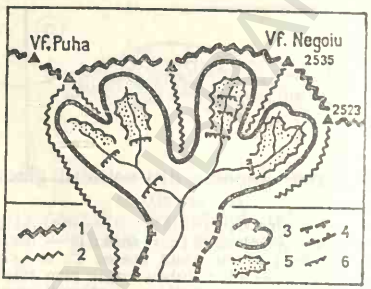


Fig. 208. Relief glaciar montan în munții Făgăraș (după E. Nedelcu):
1 — creste principale; *2* — creste secundare; *3* — circuri glaciare; *4* — vale glaciară; *5* — versanți cu grohotișuri; *6* — praguri glaciare.

Rocile vălurite sau buclate sînt de fapt stînci din roci dure ce apar pe fundul văii glaciare, cu aspectul unor spinări de oi (roches moutonnées), ca urmare a acțiunii de geluire a gheţarului. Ca exemplu de circuri și vale glaciară dăm bazinul superior al Topologului, care se formează sub vîrfurile Ciortea și Negoiul (fig. 208). *Văile* și *circurile suspendate* apar în regiunile unde deasupra văilor și circurilor principale se dezvoltă altele mai mici, secundare.

În concluzie, relieful glaciar montan prezintă două nivele distincte — unul superior, al crestelor și vîrfurilor ascuțite și altul inferior, al circurilor.

Relieful de acumulare glaciară este reprezentat prin forme colinare, de tipul morenelor, și prin forme plane, de tipul cîmpiilor piemontane fluvio-glaciare.

Morenele sînt foarte variate ca aspect, forme și așezare, de aceea este necesară o clasificare a lor. Astfel, *după poziția lor* față de masa gheţarului, ele sînt de trei feluri: *superficiale* (mediane și laterale), *interioare* (transversale și verticale) și *inferioare* sau *de fund*.

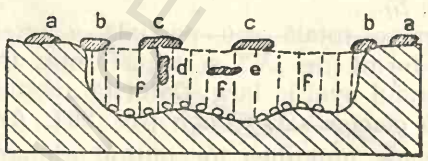


Fig. 209. Secțiune transversală într-un gheţar:
a — morene vechi la marginea gheţarului; *b* — morene laterale; *c* — morene mediane; *d* — morene interne verticale; *e* — morene interne orizontale; *f* — morene de fund.

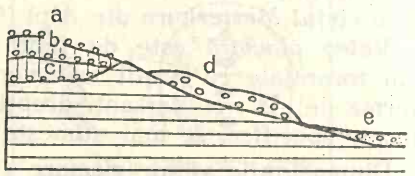


Fig. 210. Secțiune longitudinală la extremitatea inferioară a unui gheţar:
a — morenă superficială; *b* — morenă internă orizontală; *c* — morenă de fund; *d* — morenă frontală; *e* — material fluvic glaciar, fin, rezultat din spălarea morenei frontale.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

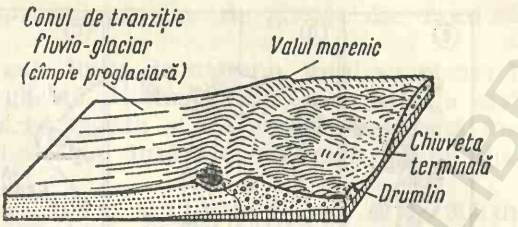


Fig. 211. Complexul fluvio-glaciar și relieful specific.

Morenele superficiale provin din materialul ce cade din surpături pe fața ghețarului; *morenele interioare* rezultă din materialul îngropat în zăpezi sau din cel căzut în interior prin crăpăturile gheții, iar *morenele inferioare* provin din materialul ce ajunge pe fundul ghețarilor prin crăpături, precum și din cel rupt din pereții sau talpa văii (fig. 209).

Toate aceste feluri de acumulări constituie o categorie mai mare, aceea a *morenelor mișcătoare,* care după topire sau retragere rămîn pe loc, devenind astfel *morene staționare,* ce pot fi și ele: *laterale* (rezultate din depunerea morenelor mișcătoare laterale) și *frontale* (care reprezintă de fapt morenele de fund). La unii ghețari, morenele frontale se confundă cu *valul morenic,* la alții valul morenic se află mai departe, în spatele cuvetei terminale, unde acționează torenții subglaciari, ce spală morenele frontale (fig. 210).

Dintre acestea, cele mai importante sînt *morenele de fund,* constituite din particule argiloase, nisipuri, pietrișuri și bolovănișuri, dispuse mai ordonat în lungul direcției de curgere a ghețarilor, și *complexul fluvio-glaciar* (fig. 211) sau *proglaciar.*

II. Ghețarii de calotă sau continentali (inlandsis-urile)

Spre deosebire de ghețarii montani, care au caracter local, inlandsisurile ocupă întinderi foarte mari, acoperind în cea mai mare parte sau în întregime insule și continente, cum este cazul insulelor Spitzbergen, Groenlanda și Antarctidei (fig. 212).

În pleistocen, calotele glaciare aveau întinderi și mai mari. Părțile de nord ale Europei și Americii de Nord, precum și o parte a Asiei nordice erau acoperite de imense calote sau platoșe de gheață, care coborau dinspre Polul Nord spre sud, pînă la 45° latitudine nordică în Europa și pînă la 35° latitudine nordică în America de Nord (v. fig. 20).

După înfățișare se deosebesc trei tipuri de calote glaciare:

1. **Tipul Spitzbergen** este reprezentat printr-o masă glaciară cu o suprafață de 58 000 km², care ocupă mai ales văile și depresiunile munților ce se unesc spre margini sub formă de calotă piemontană, ca și cea de tipul alaskian.

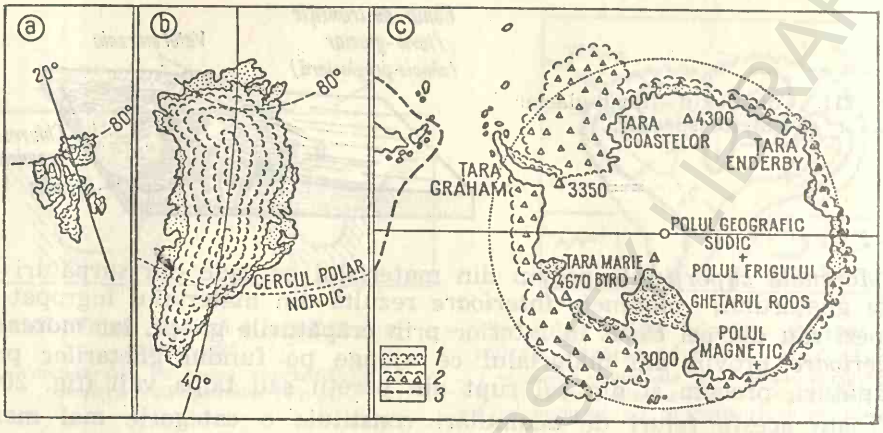


Fig. 212. Tipuri de calote glaciare:
a — tip spitzbergian; *b* — tip groenlandez; *c* — tip antarctic; *1* — gheţarii de şelf; *2* — banchiza; *3* — limita gheţarilor plutitori.

Structura geologică a insulelor şi relieful sînt asemănătoare mai mult cu ale Groenlandei, pe cînd natura calotei se apropie de cea a Antarctidei.

Eroziunea glaciară este evidentă mai ales în partea de sud, unde apare o creastă muntoasă, cu aspect sălbatic, cu văi adînci şi cu fiorduri.

2. **Tipul groenlandez** este asemănător tipului norvegian, dar de dimensiuni foarte mari (1 833 900 km²).

Calota glaciară continentală acoperă un grup de insule şi a fost străbătută pentru prima dată în 1888 de către F. Nansen. Ea se întinde pe circa 3/4 din suprafaţa Groenlandei. Jumătate din suprafaţa ei se află la 2 000 m altitudine.

Grosimea medie a calotei de gheaţă este, după unii cercetători de 1 600 m, iar după alţii ajunge la 2 100 m (grosimea maximă atinge 3 000 m). Partea superioară a gheţii continentale reprezintă o suprafaţă netedă, un cîmp înalt, dar care are marginile intens fragmentate şi ondulate. Suprafaţa gheţii este străbătută pe margini de crevasse adînci şi de „canioane", tăiate în gheaţă.

Marginea calotei este abruptă şi formează trepte pînă la 100 m, sau coboară lin spre ţărm, dînd naştere *aisbergurilor*, ce ajung pînă la 40° latitudine nordică. În multe locuri, cuvertura de gheaţă este străpunsă de vîrfurile munţilor, formînd *nunatak-uri*, ce ajung pînă la înălţimi de 3 000—3 700 m.

Ţărmurile Groenlandei sînt tăiate de fiorduri adînci, în special spre sud-vest, şi est, unde acestea ating 180—500 km lungime.

O fîşie litorală lată de 100—300 km nu este acoperită de calotă, dar prezintă în unele porţiuni gheţari izolaţi. Viteza calotei în interior este

foarte mică (20 m/an), iar în cuprinsul limbilor de gheață din fiorduri ea atinge 500 m/an.

Aisfjeldul (cîmpul de gheață) este lipsit de morene, totul se prezintă ca o imensă întindere albă de gheață. Numai praful care ajunge aici (numit kriokonit) și ajută la topirea zăpezii strică această nesfîrșită întindere imaculată. Limbile de gheață au însă morene, care provin din *nunatak-uri*.

Limita zăpezilor perene este la 1 100 m altitudine în est, și de 900 m în vestul Groenlandei. Formarea calotei aici se datorește, între altele, reliefului muntos existent la baza calotei, fapt atestat de lipsa ghețarilor din cîmpiile din nordul Siberiei și Americii, unde nu se găsesc calote, deși latitudinea lor permite acest lucru.

3. **Tipul antarctic** este asemănător celui alaskian. Calota ocupă în acest caz un continent cu o suprafață ce întrece Europa cu mult (13 975 000 km²).[1] Interiorul Antarctidei constă din roci cristaline și paleozoice, iar pe margini apar întinse zone eruptive (dovadă, renumiții vulcani Erebus și Terror).[2]

Acest continent are un relief accidentat, cu creste și culmi, ce ies deasupra calotei glaciare și care reprezintă continuarea Anzilor. Tot continentul este îngropat într-o masă imensă de gheață și zăpadă, într-un inlandsis, din care apar vîrfurile cele mai înalte sub formă de *nunatak-uri* cu o suprafață de 475.000 km².

Suprafața uscatului este foarte accidentată, iar cea glaciară este mult mai netedă și larg vălurită.

În general, calota antarctică este foarte ridicată deasupra nivelului oceanic, ca urmare a reliefului vetrei de susținere și a grosimii calotei.

Altitudinea medie a continentului (uscat și gheață) este de 2 200—2 500 m. De aici decurge dinamica calotei, curgerea continuă spre margini, spre nivelul oceanic (fig. 213).

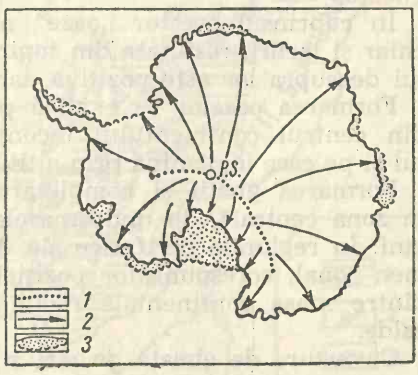


Fig. 213. Mișcarea calotei antarctice:
1 — cumpăna ghețarului; 2 — direcțiile de deplasare; 3 — ghețarii de șelf.

[1] Suprafața totală, împreună cu gheața de șelf și de pe insulele învecinate, ajunge la 14 100 000 km² (din care 13 500 000 km² revin Antarctidei).

[2] Date informative pentru Antarctica din Priroda, nr. 2, 1956.

Calota antarctică a început să se formeze în pleistocen şi este de aceeaşi vîrstă cu calotele din Europa, America de Nord şi Asia, care au dispărut astăzi. Pe litoral, în zona şelfului, calota se termină printr-un abrupt, iar continentul se ridică încet, ca urmare a topirii lente a gheţii.

Calota are o aşezare asimetrică în cuprinsul continentului, în sensul că partea cea mai ridicată, ce constituie un fel de cumpănă a gheţii (cu grosimea de 3 000 m), nu se află în mijlocul continentului, ci trece între Polul Sud şi ţărm, în lungul unei linii aproape paralele cu litoralul dinspre Pacific (fig. 213).

De aici, masa gheţii se desparte în două: *una în direcţia Oceanului Pacific,* prin braţele gheţarilor masivi ce străbat lanţurile muntoase şi alimentează vasta cîmpie litorală de gheaţă a Golfului Ross, şi *alta în direcţia oceanelor Atlantic şi Indian,* cu un înveliş continuu şi destul de înclinat, ce se mişcă spre margini, spre mările învecinate.

Particularităţile mişcării învelişului glaciar sînt destul de bine cunoscute astăzi. Pe lîngă formele obişnuite ale gheţarilor de suprafaţă, au fost constataţi şi curenţi interiori în gheaţă.

În zona litorală, pe sute de kilometri, gheaţa se scufundă direct în mare, sub forma unui înveliş în trepte, în lungul unor crăpături adînci. În corpul gheţii se întîlnesc *goluri* şi *grote foarte originale* (termocarst).

În afară de calotă, în Antarctida există şi *gheţari montani,* cu dimensiuni mari, care se scurg ca nişte rîuri spre ocean.

De multe ori, limbile de gheaţă ce vin din munţi se unesc la ţărmul mării, formînd un înveliş ce alimentează gheţarii plutitori, cum sînt cei din Marea Ross.

O altă caracteristică a calotei antarctice, în zona periferică, este prezenţa *„oazelor antarctice“,* suprafeţe neacoperite de gheaţă, cu întinderi de cîteva sute de kilometri pătraţi şi înconjurate din toate părţile de gheaţă.

În cuprinsul acestor „oaze“ nu există zăpadă în timpul verii; apar chiar şi lacuri, rezultate din topirea zăpezilor din jur. Temperatura aerului deasupra lor este pozitivă, iar imediat pe sol, ea scade simţitor.

Formarea oazelor se explică prin faptul că masele de gheaţă ce vin din centrul continentului înconjură porţiuni mai ridicate ale uscatului şi pe care le domină prin altitudinea lor mai mare.

Formarea gheţii şi completarea continuă a rezervoarelor ei se face în zona centrală, de unde masele glaciare se mişcă continuu spre margini. În regiunile periferice ale Antarcticii, glaciaţia reprezintă un fenomen zonal, corespunzător poziţiei polare a continentului şi interacţiunii dintre masa continentală răcită şi bazinele oceanice, învecinate mai calde.

Cuvertura de gheaţă de aici şi din bazinele marine învecinate se formează pe seama descărcării mecanice a părţii centrale prin mişcare divergentă.

În prezent, masa glaciară a Antarctidei se reduce treptat, datorită cantităţii extrem de mici a precipitaţiilor şi evaporaţiei accentuate a at-

mosferei din partea centrală, care constituie zona de alimentare a întregii calote.

Cercetările glaciologice mai noi au stabilit o descreştere a intensităţii glaciaţiei continentale şi o reducere a suprafeţei ei pe margini.

Din cele expuse s-a putut vedea destul de bine care sînt caracteristicile unei calote glaciare şi în special dinamica ei, aceasta pentru a putea înţelege mai bine care a fost situaţia calotelor pleistocene, de la care a rămas cel mai bogat şi întins glaciar, astăzi relict.

Lipsa morenelor, în cazul calotei antarctice, se explică prin contactul ei direct cu apele oceanice ale banchizei, care spală totul, precum şi prin lipsa materialelor rupte din munţi în cantităţi mari. Viteza de curgere a gheţii ajunge în unele locuri pînă la 500 m/an. Topirea întregii calote ar duce la ridicarea nivelului oceanic cu circa 15 m.

4. **Relieful glaciar specific inlandsis-urilor** este în prezent puţin vizibil, fiind acoperit de gheaţă, şi de aceea pentru a-i urmări formele caracteristice se recurge la relieful mai vechi — pleistocen, care se întîlneşte pe scară întinsă în nordul Europei în Peninsula Scandinavică, în Cîmpia Germano-Poloneză sau în Cîmpia Rusă, precum şi pe întinsul Canadei şi Statelor Unite.

Relieful creat de inlandsis-uri cuprinde tot două feluri de forme de relief: *forme de eroziune* şi *forme de acumulare.*

Relieful de eroziune este reprezentat prin *fjelduri* şi *fiorduri.*

Fjeldul este specific zonei muntoase a Scandinavei şi el reprezintă un fel de *cîmpie înaltă* sau mai bine-zis un *podiş de eroziune glaciară,* stîncos, larg ondulat, situat la diferite altitudini, care a fost prelucrat şi netezit de calota glaciară.

Fjeldurile scandinave ocupă întinderi variate şi ele prezintă o suprafaţă vălurită, constituită din forme pozitive, mamelonare, separate de forme negative, depresionare, turboase sau mlăştinoase (fig. 214). Cele mai importante fjelduri sînt: *Lange, Hardanger, Justedal, Jotunheim* şi *Dovre,* în sud, *Borge,* în centru, şi *Kiste,* în nord.

Pe marginile fjeldurilor se ridică munţi, ale căror forme amintesc pe cele ale crestelor alpine.

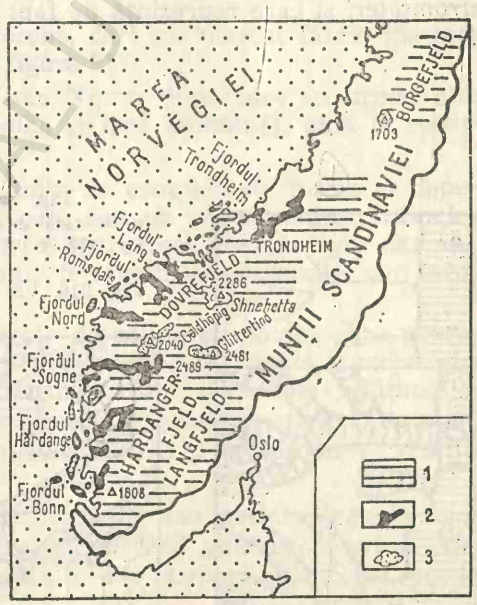


Fig. 214. Regiunea fjeldurilor şi fiordurilor scandinave:
1 — fjelduri; *2* — fiorduri; *3* — gheţarii actuali.

Fiordul reprezintă o vale fluviatilă prelucrată de limba de gheaţă (aisstrom), care se detaşează din cuprinsul calotelor şi ajunge pînă la nivelul oceanic.

Prin acţiunea gheţarilor, văile torenţiale alpine sînt transformate în *jgheaburi, văi suspendate,* cu praguri de diferite dimensiuni.

Transformarea jgheaburilor glaciare în fiorduri se datoreşte invaziei lor de către apele marine, care le dă aspectul unor golfuri înguste, lungi, cu pereţi abrupţi, şi destul de ramificate (fig. 215).

Recunoaşterea fiordurilor se mai face şi după prezenţa insulelor care se află la gura lor (foste morene, astăzi inundate), precum şi după ramificarea accentuată a lor în genul văilor fluviatile.

Fiorduri se întîlnesc în numeroase părţi ale globului, cum sînt coastele vestice ale Norvegiei, Scoţiei, Groenlandei, Noii Zeelande, ţărmul chilian de sud-vest etc. Cele mai importante fiorduri norvegiene sînt: Oslofiord, Stavangerfiord, Hardangerfiord (185 km lungime), Sognefiord (220 km), Trondjemfiord, Nordfiord, Vestfiord etc. (v. fig. 214).

Relieful de acumulare este mult mai variat, fiind reprezentat prin *cîmpii glaciare* şi *fluvio-glaciare,* cu întinderi foarte mari. Aceste cîmpii au un relief vălurit, constituit din *forme pozitive* (valuri colinare de morene, drumlin-uri, öesar-uri, kames-uri etc.), şi *negative,* situate între valuri şi numite în limba poloneză *pradoline,* iar în limba germană *Urstromtäler,* şi care reprezintă de fapt văi glaciare de tip continental (fig. 216).

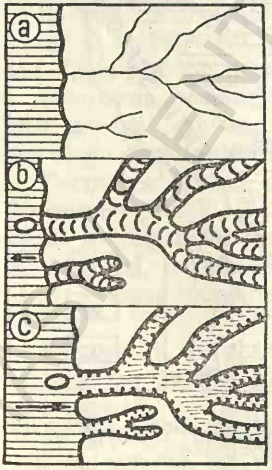


Fig. 215. Modul de formare a fiordurilor:
a — faza de vale fluviatilă; *b* — faza de vale glaciară; *c* — faza de invazie marină a văii glaciare, părăsită de gheţar.

Fig. 216. Văi — culoare de tip Urstromtäler în Cîmpia germano-poloneză.

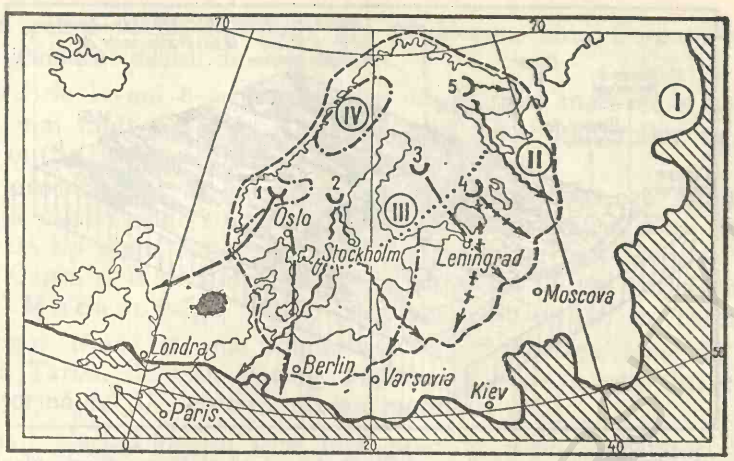


Fig. 217. Extinderea glaciației pleistocene de calotă în Europa: *I* — glaciația Nipru—Riss; *II* — glaciația Vistula—Würm; *III* — marile morene scandinave și Salpauselka din Finlanda — sfîrșitul acestuia; *IV* — începutul epocii postglaciare — ghețarul este împărțit în doi lobi, din care s-au format centrele glaciare actuale din Peninsula Scandinavă. Cifrele arabe *1—5* indică centrele de răspîndire a blocurilor eratice, iar săgețile arată direcțiile principale de răspîndire (după P. Woldstedt, St. Lencewicz).

Cele mai importante valuri de morene, care au marcat fazele glaciare pleistocene în Europa, sînt redate în figura 217.

Cea mai extinsă a fost faza Riss sau Nipru, după care au urmat alte faze mai restrînse (Vistula, Salpauselka și faza montană), pînă la resturile glaciare actuale.

Cîmpiile glaciare sînt constituite dintr-un complex de forme și depozite, începînd cu *morenele de fund,* care dau un relief confuz, mamelonar, mai accentuat spre avale și din ce în ce mai atenuat spre amonte, ce ajunge pînă la chiuveta bazinului terminal. Depresiunile sînt acoperite de argile cu blocuri.

Ca forme pozitive se desprind o serie de coline și movile, care poartă denumirile de *drumlinuri, oesar, kames, morene terminale, zandre* etc.

Drumlin-urile sînt movile de diferite mărimi (20—45 m înălțime și 100—2 000 m lungime), orientate pe direcția mișcării ghețarilor, formate din material morenic (argile, pietrișuri și blocuri) și în apropierea frunții ghețarului, sub gheață (fig. 218).

Oesar-urile (eskers) sînt un fel de cordoane sau bariere înguste, dispuse în zigzag, care se întind în direcția mișcării ghețarilor, avînd lățimea de 2—5 m. Depozitele sînt constituite din nisipuri cu blocuri, argile cu blocuri și pietrișuri.

Kames-urile sînt forme pozitive cu coame netede, ca niște mici poduri, constituite din argile și nisipuri cu diferite stratificații neregulate.

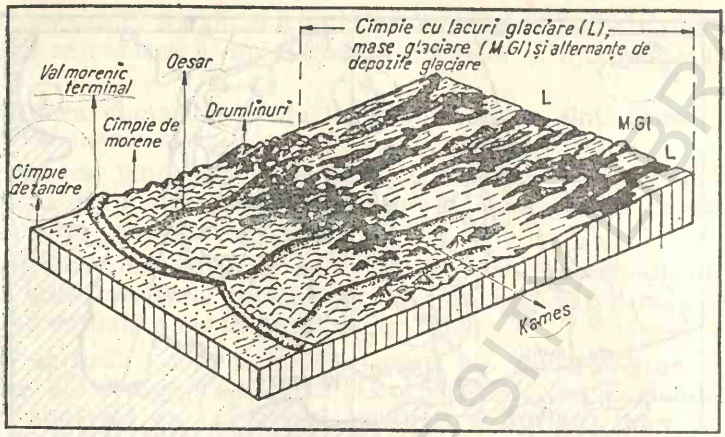


Fig. 218. Forme de acumulare glaciară de calotă și forme fluvio-glaciare (după G. Goroșkov — A. F. Iakușova).

Morenele terminale sau *frontale* constituie valuri înalte și festonate, adevărate bariere puse în curmezișul pantei de scurgere a gheţarului, a torenţilor subglaciari, iar astăzi a rîurilor. Aceasta este zona cea mai accidentată a cîmpiilor glaciare.

Zandrele sînt cîmpii de nisipuri și pietrișuri, rezultate din transportul torenţilor proveniţi din topirea gheţarilor și prelucrate parţial de vînturi, sub formă de *dune*. Acestea mai sînt denumite și *cîmpii* sau *glacisuri piemontane de spălare* (fluvio-glaciare sau proglaciare). Legate de acestea sînt și *cîmpiile de loess* (care reprezintă însă zona periglaciară), formate din praful argilo-nisipos transportat de vînturi din zona depozitelor glaciare.

Din cuprinsul acestor forme de acumulare se detașează *blocurile eratice* — bucăţi mari de stînci, purtate de gheţari și lăsate departe de locul și de formaţiunea din care fac parte. Numeroase blocuri eratice se găsesc pe întinsul cîmpiilor rusă și germano-poloneză, care au fost aduse aici tocmai din Peninsula Scandinavică, din Peninsula Kola etc. Prezenţa lor constituie cea mai bună dovadă a dinamicii gheţarilor continentali pe zone foarte întinse (v. fig. 217).

Astăzi, toate aceste forme glaciare apar ca *relicte* ale acţiunii gheţarilor pleistoceni și ele sînt prelucrate de eroziunea fluviatilă. Acesta este unul din cele mai clare exemple de *suprapunere* a două sisteme de modelare — *sistemul glaciar pleistocen* și *sistemul fluviatil holocen.*

5) *Relieful glaciar relict din Carpaţii românești* apare în masivele cele mai înalte, cum sînt Munţii Maramureșului și masivele Rodna, Bucegi și Călimani din Carpaţii Orientali; masivele: Iezer, Leaota, Făgăraș, Parîng, Retezat, Ţarcu și Godeanu din Carpaţii Meridionali. Acesta repre-

zintă un relief vechi, moștenit din pleistocen, cînd Carpații au trăit o „viață glaciară" destul de evidentă.

Gheţarii de la noi n-au avut o dezvoltare prea mare şi ei se găseau instalaţi mai mult pe văile superioare din jurul înălţimilor ce treceau de 2 000 m (fig. 219).

Tipul predominant al gheţarilor a fost cel *pirinean,* cu limbă scurtă de gheaţă. Acolo unde formele de teren erau prielnice, n-au lipsit nici gheţarii de tip alpin, lungi de circa 8 km, cum au fost aceia ce coborau pe văile Capra şi Buda din Făgăraş sau chiar cei de *tip aisfjeld* în Ceahlău (N. Macarovici, 1963), pe platoul Bucegilor, în Ţarcu etc.

Cele mai tipice şi mai numeroase forme glaciare apar în munţii Godeanu, Ţarcu, Retezat, Parîng, Făgăraş şi Rodna, cum sînt *circurile, văile în formă de „U", crestele alpine, morenele* etc.

Numărul glaciaţiilor nu este încă precizat. Unii cercetători socotesc că prima glaciaţie carpatică aparţine *fazei Riss,* iar a doua, *fazei Würm,* iar alţii înclină a crede că în Carpaţii noştri a fost prezentă numai glaciaţia Würm, cu cele trei subdiviziuni ale ei: $Würm_1$, $Würm_2$ şi $Würm_3$.

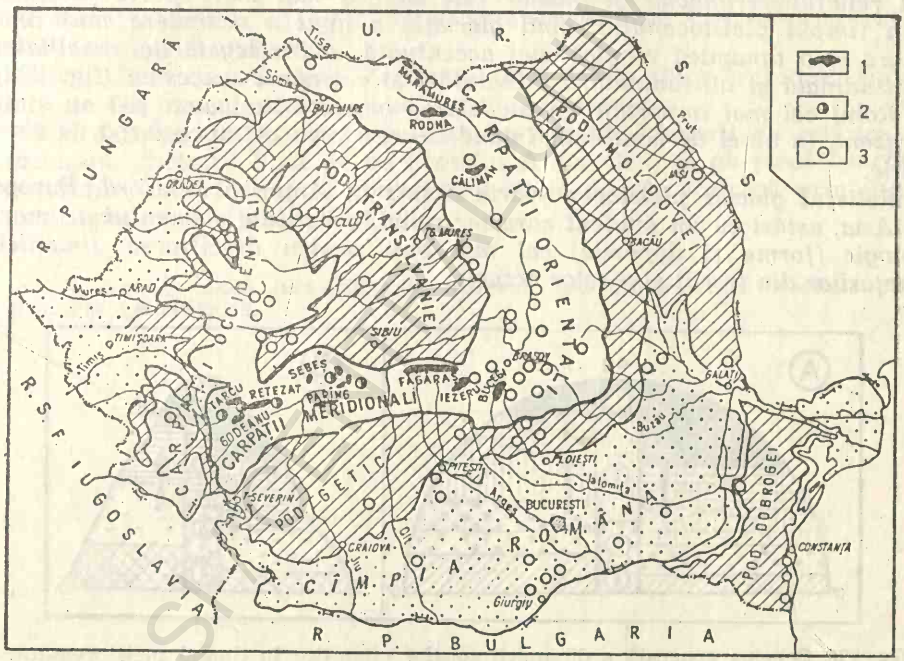


Fig. 219. Elemente glaciare şi periglaciare pleistocene pe teritoriul României:
1 — masive muntoase înalte cu relief glaciar; *2* — curgeri de pietre; *3* — diferite alte criostructuri periglaciare (după autor).

III. Rolul sistemului de modelare glaciară în netezirea generală a reliefului continental

Din cele expuse se poate vedea destul de bine că gheţarii de uscat reprezintă un agent extern foarte important şi a cărui dinamică se desfăşoară după legi proprii.

Gheţarii montani au mai mult un rol de fragmentare a reliefului prin formarea circurilor şi a crestelor, fasonînd de cele mai multe ori relieful preglaciar, iar celor de calotă le revine un rol mult mai mare prin acţiunea de *geluire*, de *răzuire* sau de *exaraţie*, cu caracter ritmic, impus de fazele glaciare şi interglaciare la netezirea generală a reliefului accidentat.

Prin acţiunea de exaraţie s-au format suprafeţele de eroziune glaciară, denumite *fjelduri*, netezite în cuprinsul vechilor peneplene ale Scutului Canadian, ale Scutului Baltic şi ale Platformei Ruse.

Se poate deci vorbi şi de o *planaţie glaciară*, ce poate fi numită *exaraplanaţie* şi care se suprapune peste urmele altor sisteme mai vechi.

Ca încheiere, la modelarea regiunilor cu climă rece trebuie subliniat că relieful periglaciar şi glaciar este în cea mai mare parte moştenit din timpul pleistocenului, cînd glaciaţia a avut o extindere mult mai mare şi o dinamică ritmică mai accentuată, strîns legată de zonalitatea latitudinală şi altitudinală, cu înaintări şi retrageri succesive (fig. 220).

Rolul cel mai important în modelarea glaciară l-au avut şi-l au şi în prezent, la nivel de continent inlandsis-urile prin acţiunea largă de exaraţie.

Relieful glaciar pleistocen foarte extins în America de Nord, Europa şi Asia, astăzi cu un evident caracter relict, constituie elementul geomorfologic (forme şi depozite) cel mai bun pentru descifrarea dinamicii gheţarilor din trecut şi a celor actuali.

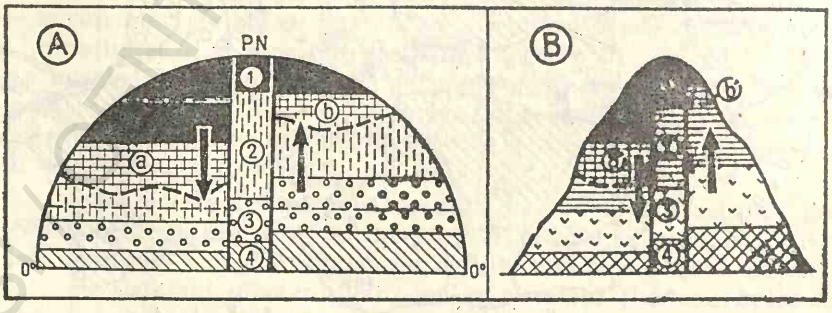


Fig. 220. Schema generală a dinamicii zonelor cliamtice în timpul pleistocenului: *A — în latitudine* (stînga, în fazele glaciare, iar în dreapta, în fazele interglaciare); *B — în altitudine* (stînga, în fazele glaciare, în dreapta în fazele interglaciare). Zonele climatice actuale (*1* — climat rece; *2* — climat temperat; *3* — climat tropical; *4* — climat ecuatorial); *a, a'* — fazele periglaciare în timpul înaintării gheţarilor; *b, b'* — zonele periglaciare în timpul retragerii gheţarilor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

D. AISBERGURILE (GHEȚARII MARINI PLUTITORI)

Aceștia constituie o grupă cu totul aparte și a căror mișcare este legată de dinamica apelor oceanice, în primul rînd de valurile și de curenții marini. Aisbergurile provin din masele glaciare pericontinentale, de unde sînt rupte bucăți de dimensiuni variate prin mișcarea valurilor,[1] după care plutesc apoi pe apa oceanelor, ajungînd la distanțe foarte mari de locul lor de proveniență (fig. 221). Cele care provin din Antarctida ajung pînă în sudul Americii, Africii, Australiei și Noii Zeelande pînă la 40—50° latitudine sudică, iar cele din Groenlanda ating latitudini și mai mici.

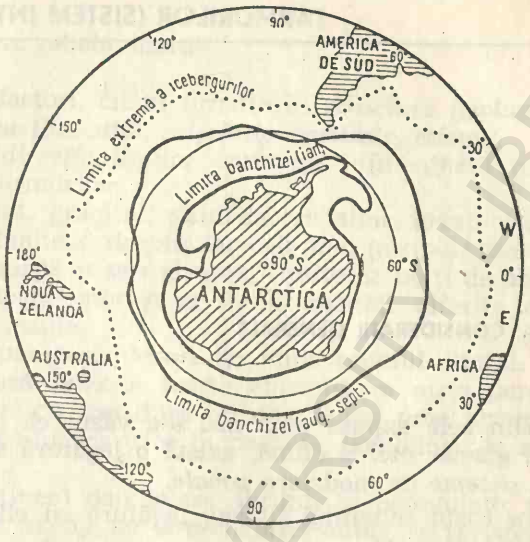


Fig. 221. Extinderea generală a aisbergurilor în emisfera sudică (după A. N. Strahler).

Tot o categorie aparte trebuie să fie socotiți *ghețarii de șelf* (ca, de exemplu, ghețarul Ross de pe litoralul Antarcticii) și *ghețarul banchizei antarctice*, care înconjură continentul sudic și este formată prin înghețarea apei marine (v. fig. 212, *c*).

[1] Nu trebuie uitată nici influența *mareelor* sau *diferența de densitate* dintre gheață și apa oceanică.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XIII

SISTEMUL DE MODELARE LITORALĂ ȘI RELIEFUL SPECIFIC ȚĂRMURILOR (SISTEM INTRAZONAL)

A. CONSIDERAȚII GENERALE

Din cele expuse pînă aici s-a văzut că între relieful fluviatil, deșertic, glaciar etc. și climă, există o legătură strînsă și de aceea s-a vorbit de *sisteme de modelare zonale.*

În cazul reliefului litoral, legătură cu clima este mai puțin evidentă, dar nu absentă.

În regiunile înghețate există o abraziune în gheață *(termo-abraziune),* iar în cele tropicale se dezvoltă țărmurile coraligene și cu mangrove. Un alt proces care acționează asupra țărmurilor și are o legătură mai strînsă cu clima este *alterarea.*

Relieful litoral se desfășoară sub toate gradele de latitudine și longitudine, în toate zonele climatice, și de aceea *sistemul de modelare litorală are caracter intrazonal.* Acest sistem se dezvoltă la periferia continentelor, pe fîșii nu prea late, și se efectuează prin aceeași triplă acțiune de *eroziune, transport* și *acumulare.*

Fîșia de uscat pe care apele mărilor înaintează și se retrag, și asupra căreia se exercită acțiunea *valurilor, curenților* și *mareele* se numește *țărm.*

Lungimea totală a țărmurilor este de 261 700 km, din care 108 300 km aparțin mărilor ce pătrund în interiorul continentelor.

Deși are o poziție periferică și nu atinge dimensiunile celui continental, relieful litoral este totuși destul de variat și complex. Ceea ce atrage atenția în mod deosebit la acest relief este *vigoarea* și *rapiditatea* cu care se schimbă el în anumite porțiuni, dar și de *stabilitate,* în altele.

În timpul furtunilor și mareelor, efectele apelor marine sînt de-a dreptul impresionante: falezele se surpă, iar plajele și cîmpiile litorale sînt acoperite de ape. Acest fapt nu trebuie însă să ne facă să uităm evoluția lentă și progresivă a acțiunii proceselor marine, care ajung să realizeze o stare de echilibru în plan, denumită în general *regularizarea țărmului.*

BCU CLUJ-NAPOCA UNIVERSITY LIBRARY

I. Factorii care condiționează relieful litoral

Între cei mai importanți factori, citățm următorii: *structura geologică, relieful continental, scurgerea fluviatilă, mișcările verticale, clima.*

1. *Structura geologică și direcția liniilor tectonice* influențează diferit relieful litoral și forma țărmurilor.

Astfel, rocile dure (cum sînt: granitul, șisturile cristaline, gresiile, calcarele compacte) dau faleze înalte și drepte, iar cele moi (nisipul, loessul) condiționează țărmuri ce se surpă și se rod ușor; lipsite de bolți de abraziune, cornișe, grote etc. Rocile eterogene și cu durități diferite dau țărmuri dințate, cu golfuri și insule.

Modul de stratificare influențează destul de mult relieful litoral. În stratele orizontale se formează falezele foarte abrupte, ca niște pereți; stratele înclinate spre mare și cu roci dure nu dau faleze prea abrupte, din cauză că unele strate pot aluneca ușor în pachete, domolindu-le astfel formele.

Stratele înclinate spre continent dau faleze abrupte și neregulate, datorită valurilor care le retează în cap, iar *stratele alternative*, cu rezistență diferită, condiționează faleze duble, triple.

Direcția liniilor tectonice poate fi față de țărm: *longitudinală, transversală* și *diagonală*. În cazul liniilor tectonice paralele cu țărmul, liniile reliefului litoral sînt rectiline sau cu golfuri și insule orientate pe aceeași direcție, cum este cazul țărmului de *tip pacific* sau al țărmului de *tip dalmatic*. Cînd liniile tectonice sînt transversale pe litoral, atunci apare *țărmul sinuos*, cu golfuri mici în dreptul sinclinalelor, capuri și insule în dreptul anticlinalelor, cum este cazul țărmului de *tip atlantic* sau cel de *tip rias*. Liniile tectonice oblice dau țărmuri sinuoase, cu golfuri și peninsule asimetrice (fig. 222).

2. *Relieful continental* are influență prin formele lui inițiale (preexistente), în sensul că în dreptul înălțimilor (munți, podișuri, dealuri) apar țărmuri înalte, promontorii cu faleze drepte, iar în dreptul locurilor joase — cîmpii, depresiuni — se întîlnesc țărmuri joase, cu golfuri sau cu limane.

3. *Scurgerea fluviatilă*, prin aportul de aluviuni, contribuie la alimentarea valurilor și a curenților litorali cu materiale necesare formării insulelor, cordoanelor litorale, plajelor, deltelor etc.

4. *Mișcările verticale* sînt răspunzătoare de etajarea reliefului litoral, ca și de extinderea lui pe orizontală, în urma regresiunilor și transgresiunilor marine (a emersiunilor și submersiunilor). Acestea reprezintă cel mai important factor al dinamicii litorale, care face ca acțiunea proceselor morfologice să se reia la infinit, pe aceeași zonă litorală, dar la nivele diferite.

Mișcările verticale de pe litoral sînt cauzate fie de ridicarea sau coborîrea uscatului *(mișcări epirogenice)*, fie de ridicarea sau coborîrea apei oceanice *(mișcări eustatice)*.

BCU CENTRAL LIBRARY

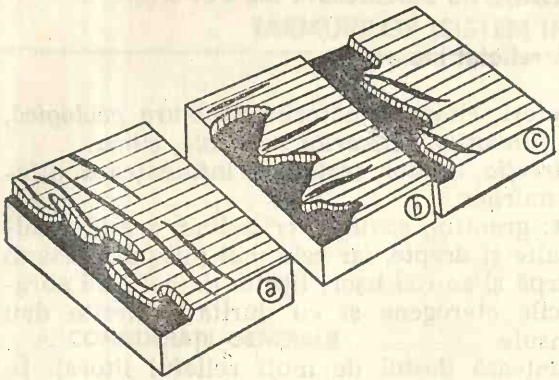


Fig. 222. Poziția liniilor tectonice față de țărm:
a — longitudinală; *b* — transversală; *c* — oblică.

Mișcările eustatice sînt proprii apelor oceanice sau marine și ele se datoresc la două cauze principale: *cauze de natură climatică* — adică schimbări ce survin în urma fie a unei evaporări mai intense sau mai reduse, fie a unor precipitații mai bogate sau mai sărace — și *cauze de natură tectonică* (mișcările epirogenice, ridicări și coborîri ale fundului marin). Desigur, mai pot fi și alte cauze locale, ca, de exemplu, *cutremurele* și *erupțiile vulcanice.*

Oricare ar fi cauzele, *nivelul apelor oceanice* se poate ridica, iar ca urmare se produce o mișcare pozitivă, *o transgresiune,* sau poate coborî, și atunci are loc o mișcare negativă, *o regresiune.*

Ca urmare a acestor mișcări verticale, rezultă *cele două tipuri principale de țărmuri — țărmul de submersiune* (de scufundare) și *țărmul de emersiune* (de înălțare).

Clima. Apa marină în mișcare constituie, în general un agent extern intrazonal, deoarece se întîlnește în toate zonele climatice. Dar cu toate acestea, condițiile climatice, foarte variate pe suprafața Pămîntului, influențează în mod diferit acțiunea de eroziune și acumulare litorală.

Sub acest raport, continentul poate fi considerat ca un *element pasiv,* în sensul că apele marine lovesc țărmurile, erodîndu-le, dar dacă ținem seama de aportul de materiale aduse de fluvii, vedem că acesta joacă și un rol *activ,* datorită faptului că acțiunea fluviilor stă în raport direct cu clima, de care depinde dezvoltarea rețelei hidrografice.

În general, relieful litoral din regiunile cu climă temperată este socotit ca *normal,* deoarece prezintă aproape întreaga serie a formelor litorale.

În regiunile cu îngheț peren unde mările sînt lipsite de valuri, nu apar faleze proeminente. În lungul unor astfel de țărmuri se văd însă numai faleze moarte, formate în timpuri geologice mai calde. Aici predomină acțiunea banchizelor, care modelează țărmurile. În alte mări și oceane, activitatea valurilor este sezonieră.

În regiunile calde și umede, activitatea modelării țărmurilor este oarecum diferită de cea a „regiunilor normale", datorită ploilor torențiale care intensifică și chiar exagerează procesele de eroziune și acumulare. Tot aici, sub influența climei, se desfășoară o bogată activitate orga-

nică, prin care iau naştere *ţărmurile cu mangrove* şi *corali.* Primele întîrzie eroziunea ţărmurilor, iar coralii zidesc spinări submarine, mai apropiate sau mai îndepărtate de ţărm, formînd aşa-zisele *ţărmuri coraligene,* ferite de abraziunea marină.

În regiunile semiaride, activitatea litorală oceanică este permanentă, iar cea continentală, temporară.

Pentru a exemplifica şi mai bine acest lucru, să facem o comparaţie între cele două tipuri de zone climatice opuse: *clima umedă* şi *clima aridă,* între care există diferite tipuri de trecere. După C. Brătescu (1941), *clima aridă întîrzie evoluţia ţărmurilor, ceea ce are ca efect conservarea formelor iniţiale, iar clima umedă, dimpotrivă, ajută la dezagregarea rocilor prin variaţiile de temperatură, înlesnind astfel distrugerea lor prin prăbuşiri, alunecări etc., grăbind astfel evoluţia acestora.*

Tot ca o influenţă a climei trebuie amintită şi *prezenţa dunelor de nisip.* Acestea se suprapun reliefului litoral înalt sau jos în urma acţiunii vînturilor, care găsesc condiţii prielnice pe ţărmurile marine (nisip uscat pe plaje şi grinduri, suprafeţe netede şi lipsite de vegetaţie).

Alţi agenţi externi, cum sînt: alterarea chimică, gheţarii, vînturile şi mareele (ca factor extraterestru), au influenţă diferită asupra ţărmurilor. Ultimele condiţionează apariţia ţărmurilor cu estuare.

II. Agenţii morfogenetici şi dinamica lor

Agenţii morfogenetici litorali exercită o triplă acţiune asupra ţărmurilor, *de eroziune, transport* şi *depunere* a materialelor rezultate din distrugerea ţărmurilor sau din transportul continental. Dintre aceştia cei mai importanţi sînt *valurile* şi *curenţii litorali,* la care se adaugă în secundar procesele gravitaţionale (prăbuşirile şi alunecările), dezagregarea, descompunerea, îngheţul, vîntul, curenţii fluviatili (care transportă mari cantităţi de aluviuni, cu ajutorul cărora sînt construite deltele cîmpiile litorale, etc.).

1. **Valurile şi relieful de abraziune marină.** Valurile reprezintă unul din cei mai importanţi agenţi morfogenetici litorali, iar acţiunea de eroziune a acestora este cunoscută sub denumirea de *abraziune.* Ele sînt *mişcări oscilatorii* care pot fi clasificate diferit, după sursa de formare (valuri eoliene, de maree etc.) sau după forma şi mărimea lor.

În mod deosebit, în morfologia litorală interesează *valurile eoliene* care se formează în apropierea ţărmurilor pe platforma litorală, în special

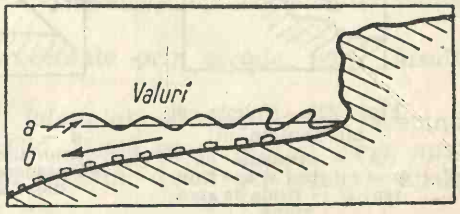


Fig. 223. Acţiunea valurilor asupra ţărmurilor:
a — forma lor; *b* — deplasarea depozitelor.

valurile mari, denumite *hulă,* care se propagă liber și a căror formă trece de la *valurile de oscilație* la cele de *translație,* prin care apa mării înaintează și se retrage ritmic de pe țărm.

Sub acțiunea acestora, mase enorme de apă marină lovesc cu putere țărmurile continentelor. În mod teoretic, mișcarea valurilor se resimte pînă la 200 m adîncime, iar practic, eroziunea lor asupra fundului mării ajunge numai pînă la 50—60 m. Sub aceste valori, efectele valurilor sînt slabe.

La 20—30 m adîncime, valurile pot încă să smulgă blocuri mari. Acțiunea valurilor, care se face perpendicular sau oblic pe țărm, este o *acțiune de șoc,* care crește pe măsură ce valul devine din ce în ce mai asimetric (fig. 223).

Masa de apă pe care o ridică valurile are o putere de izbire foarte mare (3 tone pe metru pătrat cînd marea este calmă și pînă la 50 tone în timpul furtunilor mari).

Acțiunea valurilor se resimte în fragmentarea rocilor și crearea fisurilor, în lărgirea celor existente prin presiuni, iar atunci cînd își asociază și materialele provenite prin prăbușirea falezelor (blocuri de stînci, pietrișuri etc.), eroziunea este mai mare. Sub influența lor sînt deplasate și depozitele litorale, așa cum se vede în figura 223.

Formele de abraziune. Eroziunea valurilor se exercită cu cea mai mare putere asupra țărmurilor înalte, în care se formează *faleze* de diferite aspecte. *Faleza este cea mai tipică formă de abraziune.* Ea are aspectul unui perete abrupt, în care valurile, prin spălare la nivelul apelor crescute, formează o mică scobitură, *firida de abraziune,* deasupra căreia se află o parte suspendată, numită *streașină* (fig. 224).

Prin mărirea firidei sub acțiunea valurilor, streașina falezei se prăbușește și astfel că aceasta se retrage în interiorul continentului. Materialul rezultat din această prăbușire este cărat treptat de către apele mării spre larg, iar porțiunea erodată rămasă liberă se numește *platformă litorală.* Această suprafață slab înclinată de la țărm spre interiorul

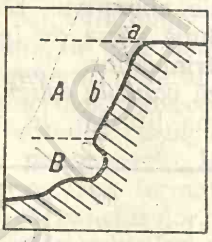


Fig. 224. Faleza și elementele ei:
A — streașina cu: *a* — muchea și *b* — fruntea; *B* — firida de abraziune.

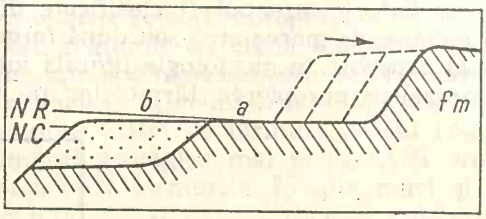


Fig. 225. Platforma litorală:
a — porțiunea de abraziune; *b* — porțiunea de acumulare; *f m* — faleză moartă. Săgeata indică retragerea treptată a falezei; *NR* — nivelul ridicat al apei; *NC* — nivelul coborît al apei.

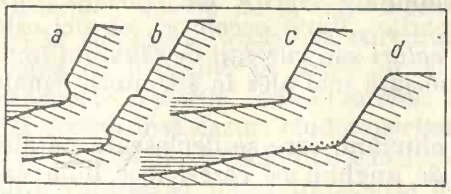


Fig. 226. Tipuri de faleze:
a — simplă; *b* — în trepte; *c* — activă; *d* — moartă.

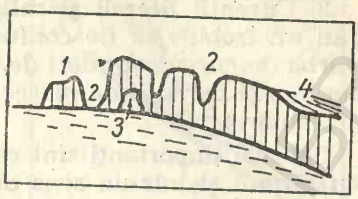


Fig. 227. Diferite alte forme de abraziune:
1 — insule; *2* — chei; *3* — porţi; *4* — văi suspendate de tip valleuses.

apelor oceanice poate avea două aspecte — poate fi numai *abraziune* sau numai de *acumulare*. În mod obişnuit, ea are însă un *caracter mixt, de abraziune şi de acumulare* (fig. 225). Pe suprafaţa platformei litorale apar insule, depozite gravitaţionale, blocuri stîncoase, pietrişuri, nisipuri etc. Modul cum se formează platforma litorală, în legătură cu evoluţia profilului transversal al ţărmurilor, este expus mai departe.

Falezele sînt foarte variate ca înfăţişare, rocă, evoluţie etc. Astfel, *după aspect,* unele sînt mai înalte sau mai joase; altele sînt mai oblice sau mai drepte. Se întîlnesc de asemenea *faleze simple,* cînd litologia este uniformă, şi *faleze duble* sau *în trepte,* cînd apar alternanţe de roci (fig. 226).

După vîrstă sau faza de evoluţie, falezele pot fi *active* sau *vii* şi *inactive, „moarte"* sau *vechi* (fig. 226).

După rocile componente, falezele prezintă aspecte diferite: *unele mai simple,* cum sînt cele dezvoltate în depozite de loess, *altele mai complexe,* cum sînt cele de pe calcare, gresii, granite, şisturi cristaline etc.

Falezele în calcare sînt foarte abrupte, cu văi suspendate seci *(valleuses). Falezele în granite* sînt cele mai sălbatice, au pereţi verticali, fisuri mari, blocuri surpate, chei, poduri suspendate etc. *Falezele în gresii* sînt asemănătoare cu cele în calcare, cu turnuri, blocuri suspendate şi un traseu regulat, iar cele în şisturi cristaline sînt apropiate de cele din granite, fragmentate, cu fisuri largi, canale, insule etc.

În concluzie trebuie arătat faptul că falezele sînt *active* numai atît timp cît sînt în contact direct cu apa oceanică, iar atunci cînd rămîn suspendate în interiorul continentului, ieşind astfel de sub acţiunea directă a valurilor, ele devin „moarte", se acoperă cu depozite de pantă şi capătă alte aspecte.

Alte forme de abraziune sînt reprezentate prin *arcade, porţi, insule stîncoase* etc. (fig. 227).

Ca exemplu de faleză, dăm la noi, *faleza vie* a Mării Negre începînd de la Constanţa şi pînă la Vama Veche, tăiată în calcare şi loess, apoi *faleza moartă* din spatele complexului Razelm, reactivată local de apele lacustre.

2. **Curenţii litorali şi relieful de acumulare specific lor.** Curenţii litorali nu trebuie să fie confundaţi cu marile *„fluvii oceanice"*, ci aici este vorba de *curenţi formaţi de vînturi şi valuri* sau *curenţii de aluviuni* (materiale) şi *curenţii de maree* (care acţionează mai ales în strîmtori, canale şi estuare).

Cei mai importanţi sînt *curenţii de aluviuni*, care se deplasează paralel cu ţărmul şi într-un sens determinat de unghiul pe care-l face linia valurilor cu acesta.

În raport cu forţa lor, aceştia se încarcă cu o cantitate mai mare sau mai mică de materiale, pe care le transportă (galeţii cei mai grei sînt împinşi pe fund, iar nisipurile sînt antrenate în masa lichidă) la diferite distanţe şi care sînt depuse treptat, în raport cu puterea valurilor, cu aportul de materiale noi din rîuri sau de pe ţărmurile distruse de mare, cu condiţiile locale de relief.

Acest proces, descris foarte amănunţit de *V. P. Zenkovici* (1946, 1954) are loc atît la suprafaţa apei, cît şi pe fund, pe întreg spaţiul litoral. Viteza deplasării longitudinale a particulelor depinde de dimensiunile acestora, de mărimea valurilor şi de unghiul sub care acestea înaintează spre ţărm, iar cantitatea generală de depozite depinde de energia valurilor şi de puterea curentului litoral (fig. 228, după *V. P. Zenkovici).*

În afară de cazul amintit, cînd ţărmul este rectilin, există şi alte cazuri cînd liniile ţărmurilor sînt frînte, cu aspect de promontorii sau de intrînduri.

În primul caz (fig. 229, *a*), în sectorul rectilin *AB*, valurile formează cu ţărmul un unghi φ, iar curentul este saturat; în sectorul *BC*, aceste unghiuri scad, devin ascuţite (φ—n), ceea ce are ca urmare scăderea vitezii de deplasare a depozitelor şi a volumului curentului, formîndu-se astfel o *limbă de nisip*. Aceasta înaintează treptat în mare, pe măsură ce se acumulează depozitele, şi aparţine *grupei de forme libere*.

În al doilea caz (fig. 229, *b*), în porţiunea *BC*, unghiul pe care-l fac valurile cu ţărmul este egal cu φ+*n*, adică volumul curentului scade, iar aici vor ajunge depozite mai puţine decît trec de-a lungul sectorului *AB*. În punctul *B* se vor acumula treptat depozitele care constituie *o plajă* sau o *terasă de acumulare*, ce creşte treptat şi face parte din *categoria formelor de aderare* sau *alipire*.

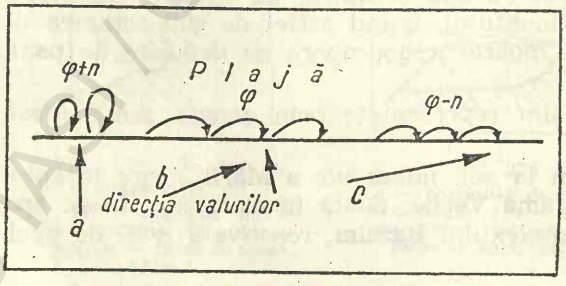


Fig. 228. Transportul depozitelor în lungul ţărmului:
a — valul are energie maximă şi deplasarea longitudinală a depozitelor nu se produce (φ+*n*); *b* — energia valului scade, iar depozitele încep să se deplaseze în lungul ţărmului; cea mai mare viteză de deplasare se produce atunci cînd razele valului fac un unghi egal de 45° (φ); *c* — în cazul cînd unghiul devine ascuţit, valurile devin mici, îşi pierd energia, şi viteza de deplasare scade (φ—*n*).

Calculele făcute de diferiţi cercetători au dus la stabilirea *capacităţii curentului* (cantitatea de depozite pe care ar putea s-o transporte valurile, adică *sarcina curentului).* Există însă cazuri cînd *capacitatea reală a curentului* nu coincide cu cantitatea reală, adică valurile ar putea transporta 30 000 m³, iar în acest loc nu există decît 20 000 m³, ceea ce ne arată că are o *sarcină deficitară;* ca urmare, ţărmul este intens spălat, prezentînd locuri foarte periculoase.

În alte cazuri, curentul de aluviuni este *saturat,* el cuprinzînd atîtea depozite cît pot să transporte valurile sau mai mult. Întreaga energie a curenţilor se consumă pentru transportarea lor. Plajele sînt late, valurile nu ating nici o dată partea inferioară a falezei. În aceste locuri, fundul este acoperit cu depozite şi valurile nu-l adîncesc.

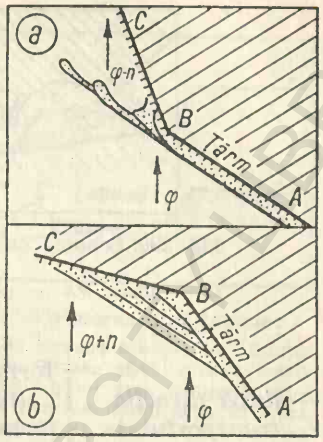


Fig. 229. Ţărmuri frînte: *a* — formarea limbilor de nisip libere; *b* — formarea unei plaje sau a unor terase de acumulare (după acelaşi autor).

Un astfel de rol l-a avut şi-l are în prezent pe litoralul nostru, *curentul marin de NE,* care se încarcă cu aluviuni din aportul bogat al Dunării şi pe care le transportă spre sud.

Formele de acumulare *litorală* sînt mai variate decît cele de abraziune. Ele iau naştere atunci cînd valurile şi curenţii litorali nu mai pot deplasa întreaga cantitate de materiale cu care se încarcă, ca urmare a scăderii volumului şi vitezei lor.

Clasificarea lor se poate face după mai multe criterii, astfel:

— *după vîrstă*
- *forme actuale;*
- *forme vechi, moştenite* sau *relicte.*

— *după poziţie*
- *forme de alipire* (aderare sau racordare)
  - plaje;
  - terase de acumulare;
  - cîmpii litorale
- *forme libere*
  - cordoane de tip săgeată, coasă, cîrlig
- *forme de închidere*
  - perisipuri;
  - coase duble.
- *diverse*
  - bare mici de nisip;
  - insule mici de nisip

BCU IAŞI / CENTRALA UNIVERSITARĂ LIBRARY

Fig. 230. Schema de ansamblu a unui țărm fragmentat cu diferite forme de acumulare:
L — liman; *PA* — promontoriu de acumulare; *TS* — tombolo simplu; *Lg* — lagună; *T* — terasă.

— *după direcția transportului*
- *forme datorite transportului transversal;* (bancuri, plaje sau terase alipite)
- *forme datorită transportului longitudinal.* (cordoane, coase, săgeți, cîrlige etc.).

În fig. 230 se poate urmări o schemă de ansamblu a lor.

Dintre aceste forme de acumulare se expun mai pe larg cele mai principale, la care se adaugă și altele.

a. *Cordoanele litorale* sînt construite de curenți și valuri prin aportul predominant longitudinal, fapt ce rezultă din lățimea lor, care este mult mai mică decît lungimea. Ca fizionomie, cordoanele litorale sînt destul de variate, din care se pot desprinde două tipuri principale — *cordoanele libere* și *cordoanele de baraj*.

Cordoanele libere sînt de fapt singurele forme de acumulare cu adevărat longitudinale, care înaintează de la un punct de sprijin de pe uscat în cuprinsul apelor marine pe distanțe foarte mari, ce ajung uneori la cîțiva km, zeci sau chiar sute de km (de aici denumirea de săgeți). Acestea se mai disting, în afară de lungimea mare și lățimea redusă (cîțiva metri sau zeci de metri), prin forma încovoiată a vîrfului ca o *coasă*, cu convexitatea în afară, ca și prin înălțimea mică (0,50 m—200 m).

Astfel de cordoane libere se întîlnesc în diferite regiuni ale globului, dar mai ales pe țărmul Mării Baltice în dreptul gurii Vistulei și pe țărmul atlantic al Statelor Unite, în lungul peninsulei Florida, în golful Mexicului, golful Guineii etc.

Ele nu lipsesc nici pe litoralul nostru dobrogean, în dreptul Deltei și complexului Razelm (v. fig. 232).

Multe din aceste cordoane libere, longitudinale devin *cordoane de baraj* (submerse și apoi emerse), care separă în spatele lor, în apropiere de țărm o lagună de diferite dimensiuni (fig. 231).

În felul acesta s-a format la noi Delta Dunării și complexul lagunar Razelm, separate de mare printr-o serie de cordoane de nisipuri mai vechi, cu cele mai variate orientări (fig. 232).

Săgețile litorale pot uni țărmul cu o insulă, și în acest sens se formează *un tombolo,* care poate fi *simplu* (Quiberon), *dublu* (Giens) sau

triplu (Monte Argentario), cum se vede mai departe în fig. 233 (după Emm. de Martonne).

Un exemplu de *tombolo dublu*, dar de proporţii mici, poate fi dat din jurul insulei Bisericuţa, situată în lacul Razelm şi legată de cordonul litoral din est prin două săgeţi cu dimensiuni reduse.

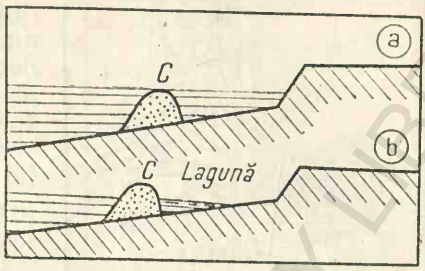


Fig. 231. Formarea unei lagune:
a — faza de formare a cordonului litoral în stare submersă, cînd nivelul mării este ridicat; *b* — faza lagunară propriu-zisă cu cordon litoral la zi, în urma coborîrii nivelului marin; *C* — cordon litoral.

Cordoanele de baraj sînt tot cordoane longitudinale, dar care închid golfuri mici sau gurile unor văi, faţă de care devin transversale, separînd de asemenea lagune sau limane litorale, cum sînt la noi Siutghiol, Agigea, Techirghiol, Tatlageac, Comorova şi altele.

Ca şi cordoanele libere, acestea au mici deschideri spre mare, numite de obicei *portiţe*.

b. *Plajele* sînt forme de acumulare joase, uşor înclinate şi vălurite, care apar ca fîşii înguste ce însoţesc linia ţărmului. Ele sînt constituite

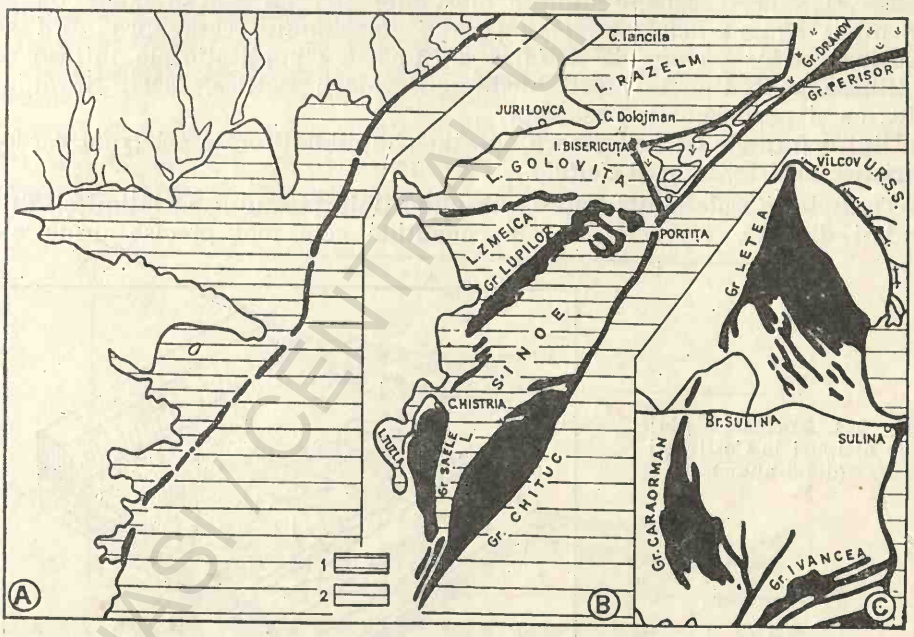


Fig. 232. Aspecte din relieful de cordoane litorale din sectorul nordic al Dobrogei:
A — cordonul iniţial care a separat zona lagunară a deltei şi Razelmului (după Gr. Antipa); *B* — sistemul de cordoane (grinduri) actuale şi relicte din zona lagunară a Razelmului; *C* — sistemul de cordoane (grinduri relicte) din Delta Dunării.

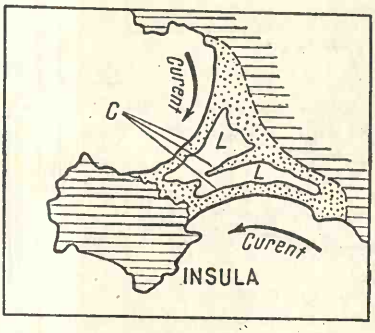


Fig. 233. Tombole triplu — cazul insulei Monte Argentario: C — cordoane; L — lagune.

din nisipuri cochilifere sau pietrişuri şi au rezultat din alipirea diferitelor cordoane emerse în porţiunile mai adăpostite ale ţărmurilor, în special pe fundul golfurilor (v. fig. 230).

Astfel de plaje nisipoase apar destul de des la noi în tot lungul falezei dobrogene, începînd de la Constanţa şi pînă la Vama Veche.

Cele mai întinse plaje apar la Eforie Sud, Costineşti, Mangalia sau 23 August şi ele nu trebuie să fie confundate cu nisipurile cordoanelor litorale.

Formarea lor prin înaintarea şi retragerea valurilor se vede în fig. 234.

c. *Cîmpiile litorale* sînt cele mai întinse şi mai complexe forme generate de acţiunea comună a mării şi fluviilor. Acestea apar pe ţărmurile joase, cu aspect de fîşii longitudinale, uscate sau umezite (cu lacuri sau mlaştini) şi cu dimensiuni variabile.

Ele cuprind nu numai deltele fluviilor principale, ci pe cele ale tuturor fluviilor mici din apropiere şi mai ales porţiunile dintre acestea cu terase, lagune, cordoane litorale moştenite etc. La noi se poate da ca exemplu *cîmpia lacustro-mlăştinoasă a Razelmului*, care spre nord se asociază strîns cu *cîmpia deltaică a Dunării*. Cîmpii litorale întinse se întîlnesc pe ţărmurile Mării Mediterane, Mării Baltice, Mării Nordului etc., ca şi pe ţărmurile oceanelor.

Dintre formele de relief care aparţin cîmpiilor litorale cele mai caracteristice sînt *terasele* şi *deltele*.

Terasele litorale sînt trepte ce însoţesc linia ţărmului cu lăţimi şi altitudini diferite. Terasele litorale constituie cele mai precise urme ale

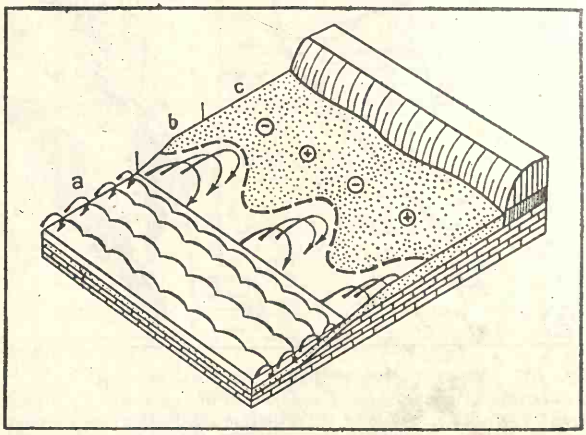


Fig. 234. Formarea plajei de nisipuri la Costineşti (după autor).

BCU IAŞI CENTRU VECHI / BIBLIOTECA

oscilaţiilor nivelului marin şi sînt de trei feluri: *de acumulare, mixte* şi *de abraziune* (fig. 235, după O. K. Leontiev).

Ele se deosebesc de terasele fluviatile prin podul mai înclinat şi fruntea mai prelungă.

Terasele de acumulare (fig. 235, *a*) reprezintă latura opusă celor de abraziune, în sensul că acestea sînt tăiate numai în depozite proprii litoralului mării, fără să apară roca din bază sau ea apare foarte puţin. Aceste terase prezintă aceleaşi caractere morfologice, iar formarea lor se poate urmări succesiv şi în figura 236, după autorii citaţi.

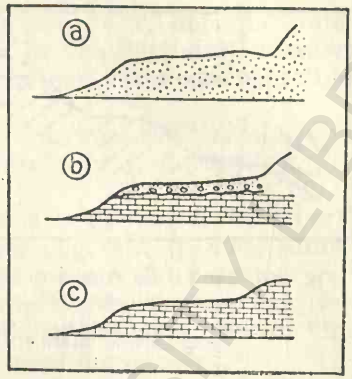


Fig. 235. Terase litorale:
a — terasă de acumulare; *b* — terasă mixtă; *c* — terasă de abraziune sau de soclu.

Terasele mixte sînt tăiate mai mult în rocă, avînd totuşi o cuvertură subţire de depozite marine (v. fig. 235, *b*).

Terasele de abraziune (fig. 235, *c*) apar ca trepte tăiate în rocă, iar formarea lor constă în săparea unor faleze şi suprafeţe de abraziune de către valuri, la diferite altitudini în ţărmurile înalte, şi care rămîn suspendate în urma scăderii apelor marine (fig. 237).

Terasele litorale au fost bine studiate pe ţărmul african şi european al Atlanticului, pe ţărmurile Mării Mediterane, Mării Negre şi Mării Caspice.

Sistemul de terase marine de pe litoralul atlantic şi mediteranean a fost stabilit de Ch. Dépéret (1918) şi el constă din cinci terase principale: *terasa* I (flandriană)=3—5 m; terasa a II-a (monastiriană)=

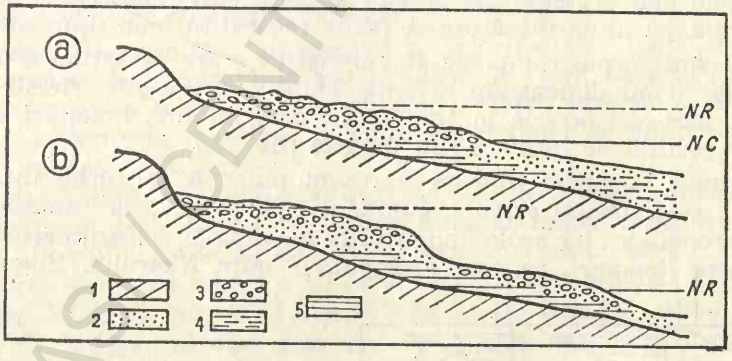


Fig. 236. Formarea teraselor de acumulare (după A. S. Ionin şi P. A. Kaplin — din O. K. Leontiev, 1961):
1 — roca de bază; *2* — pietrişuri şi bolovănişuri; *3* — nisipuri; *4* — argile; *5* — argile plastice; *NR* — nivelul apelor ridicate; *NC* — nivelul apelor coborîte; *a, b* — cele două faze principale.

BCU IAŞI / CENTRUL DE ISTORIE A LIBRARY

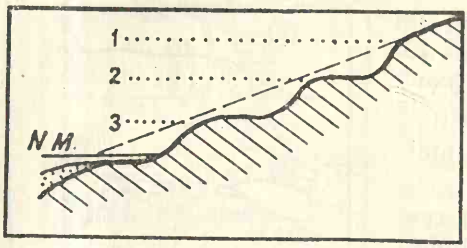


Fig. 237. Modul de formare a teraselor de abraziune:
NM — nivelul marin actual; *1, 2, 3,* — vechile nivele marine.

=18—20 m; *terasa a III-a* (tireniană)=30—35 m; *terasa a IV-a* (milaziană)=55—60 m; și *terasa a V-a* (siciliană)=95—100 m altitudine relativă. Acest sistem de terase a devenit clasic și de la el se pleacă în toate cercetările ce se fac în alte regiuni ale globului.

Pe litoralul Mării Negre a fost găsit același număr de terase. Pe litoralul Dobrogei, terasele Mării Negre au mai mult aspectul unor trepte de abraziune, care apar la Dépéret, numai pentru cele altitudini corespunzătoare scării lui inferioare, restul lipsind.

Prezența teraselor litorale pe mari lungimi de țărmuri și în regiuni diferite a fost explicată prin mișcările eustatice cuaternare de natură climatică (glacio-eustatism).

Ritmicitatea acestor mișcări în sens *negativ* (mișcări eustatice negative) și *pozitiv* (mișcări eustatice pozitive) a fost pusă în legătură cu *fazele glaciare* (cînd nivelul marin sau oceanic era scăzut), ca urmare a înmagazinării apelor din natură în ghețari; și cu *fazele interglaciare* (cînd nivelul marin sau oceanic era ridicat, în urma topirii ghețarilor).

În strînsă legătură cu aceste mișcări de ridicare și de coborîre ritmică a țărmurilor au acționat și rîurile în timpul formării teraselor fluviatile, lucru ce rezultă foarte bine din paralelismul altitudinii acestor terase cu cele litorale.

În concluzie se poate spune că *mișcările verticale ale nivelului oceanic* constituie cauza generală care stă la baza evoluției țărmurilor, iar urmele cele mai evidente ale acestor oscilații sînt reprezentate de *terasele litorale,* cu ajutorul cărora se poate reconstitui mai ușor istoria lor.

Deltele sînt forme complexe fluvio-marine, care se întîlnesc la toate latitudinile și au dimensiuni diferite. După cum se știe, rîurile se pot vărsa în mări sau oceane în trei feluri: prin *estuare, limanuri* și *delte,* ale căror condiții de formare sînt diferite (fig. 238).

Acolo unde la gurile rîurilor se resimt puternic mișcările fluxului și refluxului se formează *estuare,* cum sînt cele de la gura Tamisei, Elbei, Senei, Garonei etc., iar acolo unde rîurile se varsă în golfuri mari și adînci iau naștere *limanuri,* ca, de exemplu, la gura Nistrului, Bugului etc.

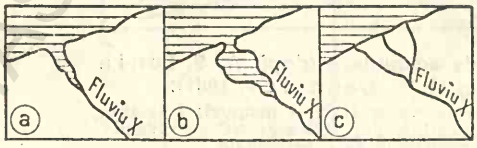


Fig. 238. Vărsarea fluviilor în mare:
a — estuar; *b* — liman; *c* — deltă.

Numeroase fluvii formează însă la gurile lor *delte*, datorită condițiilor specifice (aluviuni transportate de rîuri în cantități mari; adîncimi mici în mările în care se varsă acestea; lipsa curenților sau agitațiilor puternice, mareelor).

Cînd aceste condiții se realizează, atunci se formează o suprafață largă, ocupată cu brațe și insule — *o deltă* (denumire ce vine de la litera grecească delta — Δ).

Deltele sînt unități morfohidrografice situate de obicei în locurile joase, mlăștinoase, și sînt însoțite de o bogată vegetație (păduri, tufăriș, sălcii etc.), care acoperă în special insulele și o parte din brațe.

Zonele de la gurile rîurilor au o hidrografie bogată și complexă, fapt ce se explică prin jocul de forțe care participă la formarea deltelor. Aici se interpătrunde influența regimului rîului cu influența mării.

Tipuri de deltă. Clasificarea deltelor se poate face după mai multe criterii, astfel *după poziție* se disting: *delte umede*, cele care se dezvoltă la confluența rîurilor cu marea, și *delte uscate*, cele din regiunile de deșerturi, care se formează prin pierderea apei în cantități mari, fapt care face ca rîurile să dispară în deșert; *după formă: delte asimetrice, delte simetrice, delte digitate, delte răsfirate* și *delte barate*.

Deltele asimetrice se formează atunci cînd rîurile nu se desfac în brațe și cînd, datorită curenților litorali, depunerea materialelor se face în mod neregulat. Delta capătă aspectul unui unghi care înaintează în mare și al cărui vîrf este așezat la gura rîului. Forma acestui tip de deltă amintește ciocul unei păsări, ca, de exemplu, delta rîului Suluk din Daghestan (U.R.S.S.), Delta Tibrului (Italia) sau delta secundară a brațului Sulina.

Deltele simetrice sînt cele mai des întîlnite și ele amintesc, ca aspect, de conurile de dejecție ale torenților, așa cum sînt deltele Volgăi, Amu-Dariei, Nilului, Brahmaputrei, Dunării etc. Formarea acestora este mai complexă. Ele au suprafața netedă și presărată cu albii vechi, în diferite stadii de evoluție. Albiile sînt adîncite cu 1—1,50 m în suprafața deltelor și ele trec cu timpul în lacuri.

Procesul de salinizare progresivă a lacurilor din deltă depinde de evaporarea și de comportarea apelor aduse de rîuri. Lacurile, cu timpul, se transformă în mlaștini, datorită sedimentării, care duce la formarea turbei. La periferia sau chiar în cuprinsul deltelor se întîlnesc cordoane litorale, nisipuri de dune.

Deltele digitate (cea mai specifică este delta fluviului Mississippi) se caracterizează prin forma lor alungită ca o mînă, rezultat al predominării fluviului, care biruie marea prin aluviunile bogate pe care le transportă aici, cum este la noi, delta secundară a brațului Chilia.

Deltele răsfirate (tip Volga) și *deltele barate* (tip Nil, Rhon, Pad, Dunăre etc.), despre care s-a mai amintit la alte clasificări (fig. 239), sînt des întîlnite.

De asemenea, trebuie arătat că la orice deltă, sub raport geologic se distinge o parte *subacvatică*, pînă unde ajunge influența rîului, adică acolo unde apa dulce începe să fie înlocuită cu apa sărată (marină) și

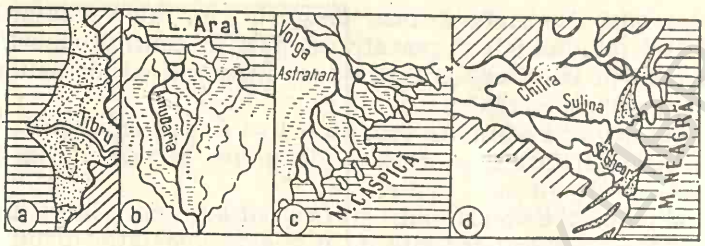


Fig. 239. Tipuri de delte:
a — delta asimetrică a Tibrului; *b, c, d* — deltele simetrice ale Amu Dariei, Volgăi, Dunării.

unde se află limita dintre fauna de apă dulce și fauna marină, caracterizată prin depozite oblice, și alta *supraacvatică*, partea de deasupra apei — pînă unde se propagă valurile apei, ridicate de vînt și de flux, caracterizată prin depozite orizontale.

Delta Dunării este una dintre cele mai mari și mai complexe delte din Europa și una dintre cele mai importante unități geografice ale țării noastre. Ea are o formă triunghiulară și o suprafață de 480 000 ha, care se află la 3,66 m deasupra nivelului marin. Panta terenului în deltă este de 0,046 m/km. Cele trei brațe — Chilia, Sulina și Sf. Gheorghe — împart delta în două mari insule. De-a curmezișul sau paralel cu aceste brațe se înalță *grindurile*. Unele dintre ele sînt late și răsfirate la un capăt, de exemplu, grindul Letea, grindul Caraorman, grindul Sărăturile.

Între grinduri se țes canale în toate direcțiile, care leagă ghioluri mari (Dranov, Gorgova, Fortuna, Merhei, Tatanir) sau bălți mărunte. Acoperite de plaur, fundul acestora se află la 1,50—2,50 m sub nivelul marin.

Cel mai bogat în apă dintre brațele deltei este *Chilia* (el transportă 17/27 din debitul total al Dunării). Acesta se prezintă ca o ghirlandă de trei delte mai mici *(delta Tătarului*, sprijinită pe grindul Chilia; *delta Periprava* pînă la grindul Letea și *delta Chiliei* — ultimul sector — ce înaintează repede în mare și care nu este mai veche de un secol și jumătate).

Brațul Sulina nu primește decît 2/27 din debitul total, iar brațul *Sf. Gheorghe* duce 3/27 din debitul total al Dunării. Se pare că acesta din urmă este cel mai vechi dintre brațe, mai ales că în prelungirea lui, pe platforma litorală, se află valea submarină a Dunării.

La formarea acestei delte au contribuit mai mulți factori: *aluviunile bogate, golful închis la început de un lung cordon litoral, prelungit dinspre nord, marea cu cordoanele litorale, valurile și curenții litorali, vînturile, vegetația și mai ales lipsa mareelor puternice.*

Delta Dunării s-a format prin mai multe faze succesive, începînd de la golful larg în care se vărsau apele fluviului și pînă la înfățișarea actuală (fig. 240).

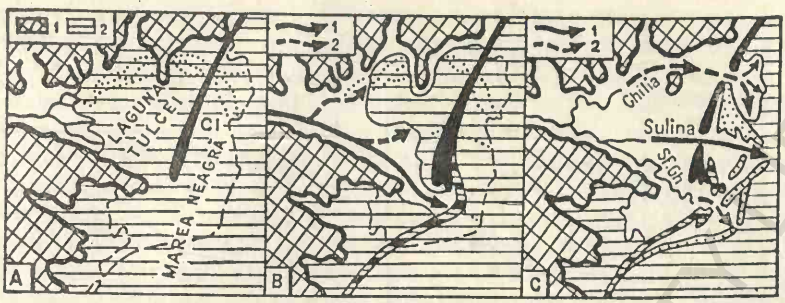


Fig. 240. Formarea Deltei Dunării:
A — faza de separare a lagunei Tulcea prin cordonul inițial (*Cl*): *1* — uscat; *2* — apă. *B — faza de extindere a celor trei brațe*, de micșorare a lagunei și prelungire a cordonului inițial: *1* — braț principal; *2* — brațe secundare. *C — faza de umplere a lagunei*, cu străpungerea cordonului inițial și înaintarea celor trei brațe în mare prin formarea unor delte secundare (de tip Tibru la Sulina, de tip Mississippi la Chilia și de tip Vistula la brațul Sf. Gheorghe).

Ca vîrstă, Delta Dunării numără numai cîteva mii de ani (4 000—5 000 de ani), probabil începînd din faza „Optimului climatic" postglaciar (holocen).

În concluzie, *deltele sînt forme complexe fluvio-marine rezultate din suprapunerea și juxtapunerea în timp și spațiu a unor importante serii de depozite detritice grosiere și fine.*

În raport cu evoluția lor se pot distinge trei mari categorii — delte active (de înaintare sau progresie), *delte stabilizate* și *delte inactive sau moarte* (relicte).

III. Evoluția țărmurilor

Aceasta poate fi privită sub două laturi: *în profil transversal* și *în profil longitudinal* (ca poziție în plan în lungul litoralului).

1. **Profilul transversal** este diferit de la țărmurile înalte, de abraziune, la cele joase, de acumulare (fig. 241) și el corespunde de obicei cu *profilul de echilibru al platformei litorale.*

După cum este bine cunoscut, acesta se realizează după V. P. Zenkovici (1946) pe pantele line prin procesul de deplasare transversală a apelor și a depozitelor litorale sub influența valurilor și a curenților (fig. 241, *A*).

În general, se știe că mișcarea apei spre țărmuri este foarte variată și are un caracter de balans.

La adîncimi mari, această mișcare oscilatorie a apei, de la țărm și înapoi este aproape uniformă, ca viteză și durată. Nisipul și pietrișul se mișcă aici mai mult sub influența gravitației în jos, fiind depuse acolo unde nu se mai resimte influența valurilor.

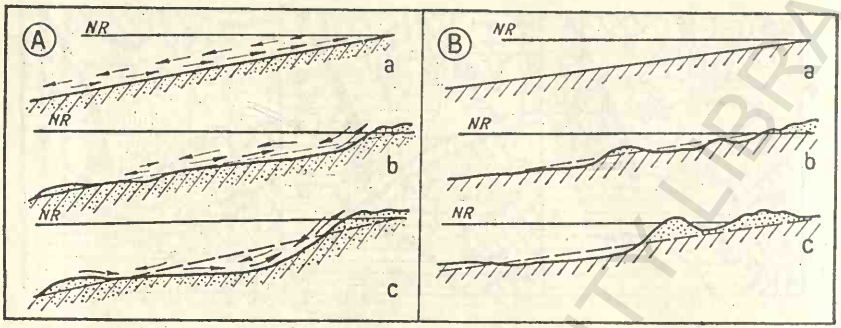


Fig. 241. Profilul de echilibru al platformei litorale:
A — în cazul țărmurilor înalte, de abraziune; *B* — în cazul țărmurilor joase, de acumulare; *a, b, c* — fazele de evoluție; *NR* — nivel ridicat.

La adîncimi mai mici, unde valurile nu mai sînt simetrice, aspectul mișcării este altul. Nisipul se află în suspensie, iar pietrișul, sub influența curenților scurți și repezi, se deplasează spre țărm, cu toată opoziția forței de gravitație.

La adîncimi și mai mici, unde curenții de fund sînt și mai puternici, o dată cu pietrișul sînt deplasați treptat spre țărm și bolovani de diferite dimensiuni.

Depozitele care execută această deplasare transversală pe linia țărmului provin din materialele rezultate din prăbușirea falezelor, îngrămădite pe plaje sau sub apă. Acolo unde pantele sînt mai înclinate, apa mării deplasează bolovănișul și pietrișul în sus și în jos.

În această mișcare transversală apare o situație specială — aceea *de echilibru* — cînd depozitele litorale, deși sînt în mișcare pe loc, nu se mai deplasează, nici spre țărm, nici spre adînc. În acest caz *se spune că fundul submarin a atins profilul de echilibru.*

Realizarea acestei situații are loc mai întîi în apropiere de țărm, unde deplasarea valurilor este mai intensă și apoi pe întreg fundul mării, unde se resimte influența valurilor — pe platforma litorală. Profilul de echilibru are o pantă ușor înclinată, care depinde atît de adîncimea și dimensiunile particulelor, cît și de dimensiunile valurilor.

Cînd fundul mării este mai inclinat decît profilul de echilibru, atunci depozitele rezultate din eroziunea malurilor vor fi antrenate de valuri în jos spre baza povîrnișurilor litorale submarine. În acest caz, țărmul nu este protejat împotriva valurilor și predomină *abraziunea.*

Cînd fundul mării este mai lin decît profilul de echilibru, atunci depozitele se acumulează lîngă țărm, din care valurile formează plaje late, care protejează țărmul; predomină deci *acumularea.*

Etajarea treptelor care ating profilul de echilibru transversal se realizează pe țărmurile de emersiune sau de ridicare fie în urma unei regresiuni marine, fie a unei ridicări a continentului — efectul fiind același — prin *scăderea nivelului relativ al mării.*

După faza de transgresiune prin care s-a format faleza și platforma de abraziune, pe aceasta din urmă datorită acțiunii curenților litorali poate lua naștere un cordon litoral, în spatele căruia se formează o lagună. Aceasta, cu timpul, poate fi transformată într-o cîmpie litorală cu delte.

Prin tăierea unei noi faleze, la un nivel mai coborît ca urmare a cauzelor amintite, platforma de abraziune rămîne suspendată deasupra nivelului oceanic, iar depozitele de plaje și cordonul litoral dispar.

b) *Profilul transversal al țărmurilor joase, de acumulare* prezintă cu totul alt aspect (fig. 241, *B*). Acesta apare sub formă de valuri constituite din cordoane prelitorale, cu înălțimi diferite și care însoțesc linia țărmului pe distanțe variabile. Formarea cordoanelor începe sub apă, unde au aspectul unor bare ce cresc treptat pînă la ieșirea lor la suprafață, atașîndu-se apoi plajelor, și unde pot avea uneori aspectul unor mici *terase de acumulare* (fig. 241, *B*, *c*).

Prezența acestor forme de acumulare, constituie, după unii specialiști, cel mai sensibil indicator al mișcărilor actuale ale țărmului.

După profilul transversal al formelor de acumulare, cu aspect vălurit, care poate fi orizontal, aplecat spre litoral și invers, mai ridicat spre țărm și mai coborît spre uscat (fig. 242), se pot trage următoarele concluzii, după autorul citat mai sus:

— *în primul* caz, țărmul mării a fost stabil în tot timpul dezvoltării formei respective;

— *în al doilea caz,* nivelul mării în fazele precedente a fost mai înălțat, iar țărmul se ridica treptat;

— *în al treilea caz,* cînd grindurile de nisip scad de la litoral spre uscat, pierzîndu-se sub nivelul apelor lagunei din spate, înseamnă că nivelul mării, în momentul formării acestor văluriri, a fost mai scăzut decît cel prezent (fig. 242).

2. **Profilul longitudinal al țărmurilor** se referă la forma în plan a liniei de țărm, la evoluția conturului țărmului, care întotdeauna pornește de la țărmurile sinuoase; acestea, prin eroziune și acumulare, devin țărmuri drepte, rectiline, datorită acțiunii predominante a curenților litorali și a valurilor.

Țărmurile sinuoase sînt țărmuri de submersiune, care se formează fie în urma scufundării continentului (mișcare tectonică negativă), fie dato-

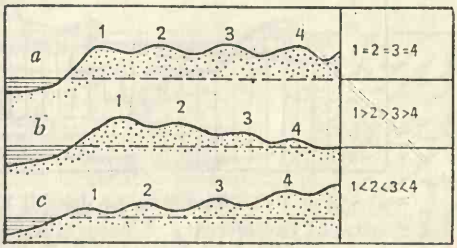


Fig. 242. Modul de așezare a cordoanelor sau grindurilor litorale (după V.P. Zenkovici):

a — egale ca înălțime; *b* — cu altitudini mai mici spre interior; *c* — cu altitudini ce cresc de la țărm spre uscat.

rită ridicării nivelului marin (mișcare eustatică pozitivă). Aceste mișcări sînt, în general, lente și durează destul de mult.

Pentru timpurile mai vechi decît cuaternarul, numărul transgresiunilor și regresiunilor a fost destul de mare, iar pentru cuaternar, cele mai evidente sînt urmele mișcărilor eustatice (glacio-eustatismul) de pe țărmul african al Oceanului Atlantic, țărmurile Mării Mediterane etc., ca și urmele mișcărilor epirogenice de pe litoralul nordic al Mării Baltice.

Fiind un țărm de înecare a uscatului, datorită înaintării apelor marine, *țărmul de submersiune,* care se suprapune peste relieful inițial, continental, *este în general ondulat, cu golfuri, peninsule* și *capuri,* însoțit de insule, așa cum este țărmul din jurul Insulelor Britanice, țărmul dalmatic, țărmul de nord-vest al Peninsulei Iberice și altele.

Acțiunea apelor marine pe o astfel de bază morfologică va fi diferită. Pe promontorii acționează valurile, creînd faleze și platforme de abraziune, iar în golfuri se formează cordoane litorale și plaje, mici cîmpii.

Prin retezarea pintenilor (peninsule, capuri) și acumularea golfurilor, se ajunge la *faza de aliniere a țărmului,* care de fapt constituie *o stare de echilibru a țărmurilor fragmentate, sinuoase* (profilul longitudinal de echilibru al țărmului).

În concluzie, în evoluția țărmurilor de submersiune se disting deci mai multe faze: *faza de peninsule și golfuri* sau faza de țărm sinuos; *faza de retezare a peninsulelor, de barare a golfurilor și de aliniere a țărmului,* prin forme de eroziune și acumulare (cu faleze și cordoane); *faza de aliniere a țărmului,* prin formarea unei faleze continue, denumită și *faza de regularizare a țărmului,* și care se realizează lent și progresiv (fig. 243).

Pe *țărmurile de emersiune,* alinierea sau regularizarea lor se face prin sistemele de cordoane libere sau de baraj, așa cum este cazul pe țărmul dobrogean, la nord de capul Midia.

IV. Clasificarea țărmurilor

Problema clasificării țărmurilor marine constituie o preocupare veche a cercurilor de specialiști. Pînă în prezent au fost elaborate numeroase clasificări, unele mai simple altele mai complexe, dar din care ne oprim la cele mai cuprinzătoare: *morfologică, genetică* și *stadiul de evoluție.*

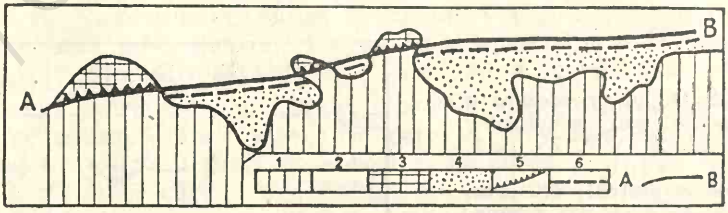


Fig. 243. Formarea profilului longitudinal al țărmurilor:
1 — uscatul; *2* — marea; *3* — porțiuni abradate; *4* — porțiuni acumulate; *5* — faleze; *6* — plaje; *A—B* — linia profilului de aliniere.

1. **Clasificarea morfologică** se bazează pe aspectul reliefului litoral (înălțime, conturul în plan), după care se pot separa două categorii de țărmuri: *înalte* (de obicei de abraziune) și *joase* (de obicei de acumulare) sau *țărmuri rectilinii* (cu faleze) și *țărmuri sinuoase* (cu golfuri).

Țărmurile rectilinii (care pot fi înalte și joase) se dezvoltă liniar sau sub forma unor largi arcuri de cercuri, cu partea concavă spre uscat și cu promontorii spre apă. Acestea se dezvoltă mai ales în regiunile cu structură orizontală și litologie uniformă, ca în Dobrogea la noi.

Țărmurile sinuoase prezintă numeroase golfuri, peninsule și capuri. Acestea sînt foarte variate, după relieful preexistent invadat de apele marine (fluviatil, glaciar etc.) pot fi de două feluri: înalte și joase.

În această categorie intră, în afară de țărmurile de tip dalmatic, cu rias și cu fiorduri și țărmurile cu estuare și limane.

2. **Clasificarea genetică** se bazează pe caracterul mișcărilor verticale: *țărmuri de emersiune* și *țărmuri de submersiune.*

Țărmurile de emersiune sînt dominate de relieful de acumulare reprezentat prin cordoane prelitorale și litorale, plaje, delte și cîmpii litorale.

Dintre acestea cele mai caracteristice sînt *țărmurile joase cu lido* sau *Nehrung,* care închid diferite lagune, zone lacustro-mlăștinoase sau barează chiar unele delte.

Țărmurile de submersiune sînt dominate de relieful de abraziune, din care amintim trei: *dalmatic, cu rias* și *cu fiorduri.*

Țărmul dalmatic sau *țărmul cu canaluri* este caracteristic pe litoralul adriatic al Iugoslaviei. El se prezintă ca o succesiune de canaluri, golfuri, peninsule și insule alungite pe direcția NV-SE, ca urmare a pătrunderii apei marine într-o regiune cutată în aceeași direcție (fig. 244, *a*).

Peninsulele și insulele corespund în general anticlinalelor, iar golfurile înguste, adînci și canalurile, sinclinalelor.

În afară de Dalmația, acest țărm se mai întîlnește și pe litoralul pacific al Statelor Unite, la San Francisco.

Țărmurile de tip rias, caracterizate prin prezența unor golfuri mici, înguste și ramificate s-au format prin pătrunderea apei marine în văile fluviatile adînci de la gura rîurilor, tăiate în rocile cristaline ale masivelor vechi muntoase.

Aceste golfuri mici sînt numite *rias* pe litoralul oceanic iberic, *aber* în Peninsula Bretagne și *sound* în America de Nord. Între riasuri se ridică faleze drepte (tăiate în granite sau șisturi cristaline), precedate de diferite insule mici (fig. 244, *b*).

Fig. 244. Două țărmuri de submersiune:
a — tip dalmatic; *b* — tip rias.

Evoluția lor este marcată de acumularea riasurilor (barate de cordoane litorale), de retragerea și regularizarea falezelor prin dezvoltarea platformei litorale. Acest tip de țărm se mai întîlnește pe litoralul Peninsulelor Bretagne și Cornwall.

Țărmul cu fiorduri reprezintă cel mai articulat litoral. Acesta apare pe coasta de vest a Norvegiei, pe coasta de SV a Noii Zeelande, în Alasca, Terra Nova etc. Fiordul, așa cum s-a văzut în fig. 215, este o vale complexă (fluviatilă și glaciară), îngustă, invadată de apa marină și care are lungimi de zeci de kilometri. Versanții golfurilor au pante verticale și înălțimi mari ce ajung uneori la cîteva sute de metri sau chiar peste 1.000 m deasupra apei.

Țărmul cu fiorduri poate fi considerat în același timp ca avînd *un caracter mixt, de submersiune,* dacă ținem seama de mișcarea de scufundare din timpul fazei glaciare și de *emersiune,* dacă ne gîndim la ridicarea regiunii după retragerea ghețarilor.

3. **Clasificarea după sensul și stadiul de evoluție a țărmurilor** a fost relevată de curînd de către *Fr. Taillefer* (1966).

Autorul citat consideră relieful continental ca un *factor pasiv* (secundar), iar acțiunea mării, ca un *factor activ* (dinamic), care imprimă țărmurilor prin modelarea ei anumite caracteristici ce trebuie să stea la baza clasificării lor.

În acest sens se pot distinge două categorii mari de țărmuri:

— *țărmuri unde acțiunea mării este slabă sau puțin eficace,* cum este cazul țărmurilor tectonice (țărmul faliat al golfului Californiei sau țărmul cutat dalmatic), apoi țărmurile de scufundare (tip rias și tip fiord), țărmul glaciar de *tip skjär* de pe litoralul baltic etc., la care se menține forma inițială a reliefului continental;

— *țărmul modelate de mare,* care cuprind trei tipuri principale: *de retragere prin eroziune* (în raport de structura geologică a regiunii litorale, litologie și tectonică), *de regularizare prin eroziune și acumulare marină,* și *construite de mare* (cu lido, cu lagune și mlaștini etc.), amintite în paginile precedente.

4. **Diferite alte clasificări.** În afară de clasificările de mai sus, după condițiile climatice predominante se mai disting: *țărmurile regiunilor reci, înghețate* și *țărmurile regiunilor calde* (cu procese morfologice diferite), apoi *țărmuri vulcanice, calcaroase, țărmuri de tip atlantic, țărmuri de tip pacific* etc.

B. INSULELE

Insulele sînt porțiuni de uscat înconjurate de apă din toate părțile, de unde rezultă următoarele particularități, după autorii amintiți mai înainte (A. Cholley — R. Clozier și alții):

— *întîi izolarea lor relativă,* care a contribuit la păstrarea plantelor și animalelor (endemism) originale (de exemplu Madagascar), a populației și a modului vechi de viață (de exemplu Oceania, Antile, Corsica, Sardinia etc.).

— *al doilea,* insulele se bucură de un climat original *(climatul marin)* caracterizat prin amplitudini termice slabe și printr-o umiditate bogată, mai ales toamna și iarna, mai redusă primăvara și vara.

În regiunile polare, iernile sînt mai aspre și verile sînt într-adevăr deficitare din punct de vedere termic.

În zona tropicală, în domeniul alizeelor, insulele deșertice contrastează cu cele ecuatoriale, permanent umede și calde, dar unde briza de mare aduce o scădere a căldurii, presiunii și umidității.

— *Un alt caracter* al domeniului insular ține de extrema lor diversitate. Există *insule mici,* de exemplu insulele *vulcanice* și *coraligene* din Oceanul Pacific și *insulele mari* (Australia, Madagascar, Marea Britanie etc.); *insule izolate* și *insule grupate în arhipelaguri* (de exemplu insulele Antile, Insulinda etc.); *insule muntoase, înalte* (aproape toate insulele din Marea Mediterană a Europei) și *insule joase* (de exemplu insulele *Ro* și *Oleron* din apropierea țărmurilor franceze, insulele Frisice etc.); *insule apropiate de continent* (de exemplu insulele situate pe platforma continentală a Europei de NV, insulele de pe latura răsăriteană a Asiei) și *insulele îndepărtate,* izolate în plin ocean (de exemplu Hawai, Marshall, Kerguelen, Azore etc.).

Această varietate de formă și de poziție stă în raport cu originea lor.

Marile insule sînt reprezentate în general prin fragmente, separate din continentele vecine (mișcări de subsidență sau de scufundare), ca de exemplu *Marea Britanie,* separată de Europa în pleistocen prin mișcarea de coborîre a zonei Pas de Calais, Madagascarul, separat de Africa la începutul neozoicului.

Prin mișcări tectonice de prăbușire s-au format insulele Mediteranei occidentale, Corsica, Sardinia etc., ca și cele din Marea Egee, resturi ale unui masiv vechi, scufundat în cea mai mare parte.

Micile insule corespund, în general, porțiunilor ridicate ale unui continent, a cărui margine a fost supusă unei transgresiuni marine. Acestea se ridică pe platforma litorală și sînt separate de brațe sau de canale mai înguste sau mai largi, ca, de exemplu, insulele franceze de pe litoralul atlantic.

Arhipelagurile sînt asociații de insule și care au, în general, o altă origine. Cînd acestea descriu ghirlande, arcuri, praguri ce transversează oceanele, atunci ele reprezintă adevărate *urme de culmi muntoase în formare,* așa cum sînt Antilele, insulele Pacificului de Vest, arcul insulelor japoneze și altele.

Arhipelagurile de pe coasta Norvegiei au altă origine, fiind legate de prezența depozitelor morenice (drumlinuri), care au fost înecate pe jumătate de transgresiunile marine.

Din complexul insulelor mici, două categorii atrag atenția în mod deosebit: *insulele vulcanice* și *insulele coraligene.*[1]

[1] Există și cazuri cînd aceste insule au un caracter mixt — vulcano-coraligen.

Insulele vulcanice se găsesc pe fundurile adînci, în regiunile cele mai dislocate ale globului, ca, de exemplu, creasta mediană a Oceanului Atlantic — Ascension, Sf. Elena; ghirlandele Oceanului Pacific (Insulele Hawai), insulele Mediteranei — Stromboli, Vulcano, Santorin etc.

Insulele coraligene sînt cele mai interesante. Acestea se formează din construcţii stîncoase, efectuate prin acumularea micilor animale marine, *coralii* (în special coralii madreporici), care trăiesc în colonii mari. Aceştia fixează carbonatul de calciu, conţinut în apa mării, şi elaborează schelete calcaroase, care sînt apoi cimentate printr-un fel de nămol calcaros, şi termină prin formarea unor bancuri de calcar poros numit *calcar coraligen.* Coralii trăiesc în mările tropicale, cu o temperatură medie anuală de 20°C, o salinitate normală, cu apă bine aerisită şi unde adîncimea fundului nu depăşeşte 40 m, deoarece altfel le-ar lipsi oxigenul. Răspîndirea lor actuală pe suprafaţa globului este redată în figura 245.

Coloniile de corali poartă denumirea de *recife* sau *construcţii coraligene,* care se ridică de pe platforma litorală, ca insule, ca vechi uscaturi.

În general, se disting trei tipuri de recife coraligene: *recife*[1] *de coastă,* care au forma unei benzi lipite de ţărm şi care este întreruptă numai de gura rîurilor Recife de coastă tipice apar pe litoralul ecuatorial al Africii (Mozambic) în Oceanul Indian, pe ţărmurile Mării Roşii, ale Peninsulei Florida etc.; *recife-barieră,* cu aspect de benzi aşezate la oarecare distanţă de ţărm. Între recife şi ţărm, se află o *lagună* sau un *canal,* o zonă de ape calme, protejată de furtunile din larg (cel mai tipic recif-barieră este *Marea Barieră din estul Australiei,* lungă de 2000 km şi aşezată la 100—200 km de ţărm). Al treilea tip de recife îl constituie *atolii* (fig. 246). Aceştia din urmă au formă circulară, care închid în interior o lagună nu prea adîncă, cu diametru ce poate depăşi 100 km, iar lăţimea barajului ajunge rar pînă la 1 km. Cei mai numeroşi atoli se găsesc în Oceanul Pacific (în jurul insulelor Caroline, Marshall, Gilbert) şi Oceanul Indian (în jurul insulelor Maldive, Lacadive etc.).

În legătură cu formarea atolilor, cea mai bună explicaţie dată pînă în prezent este a lui Darwin, care pune accentul pe scufundarea lentă a uscatului insular, în jurul căruia se formează, prin acumularea scheletelor de corali, treptat de jos în sus, cordonul circular coraligen pînă la suprafaţa apei (fig. 246).

În afară de corali, radiolarii şi crinii de mare contribuie de asemenea la formarea insulelor amintite.

Insule se mai întîlnesc în lacuri şi rîuri, care însă sînt mai mici şi mai simple din punct de vedere genetic.

După procesul genetic care le dă naştere, insulele se împart în patru categorii mari: *de acumulare, de abraziune, tectonice* şi *vulcanice.*

Ţinînd seama de poziţia lor geografică, geneză şi morfologie, insulele se clasifică, după V. G. Bondarciuk (1948), astfel:

[1] După unii autori recifi.

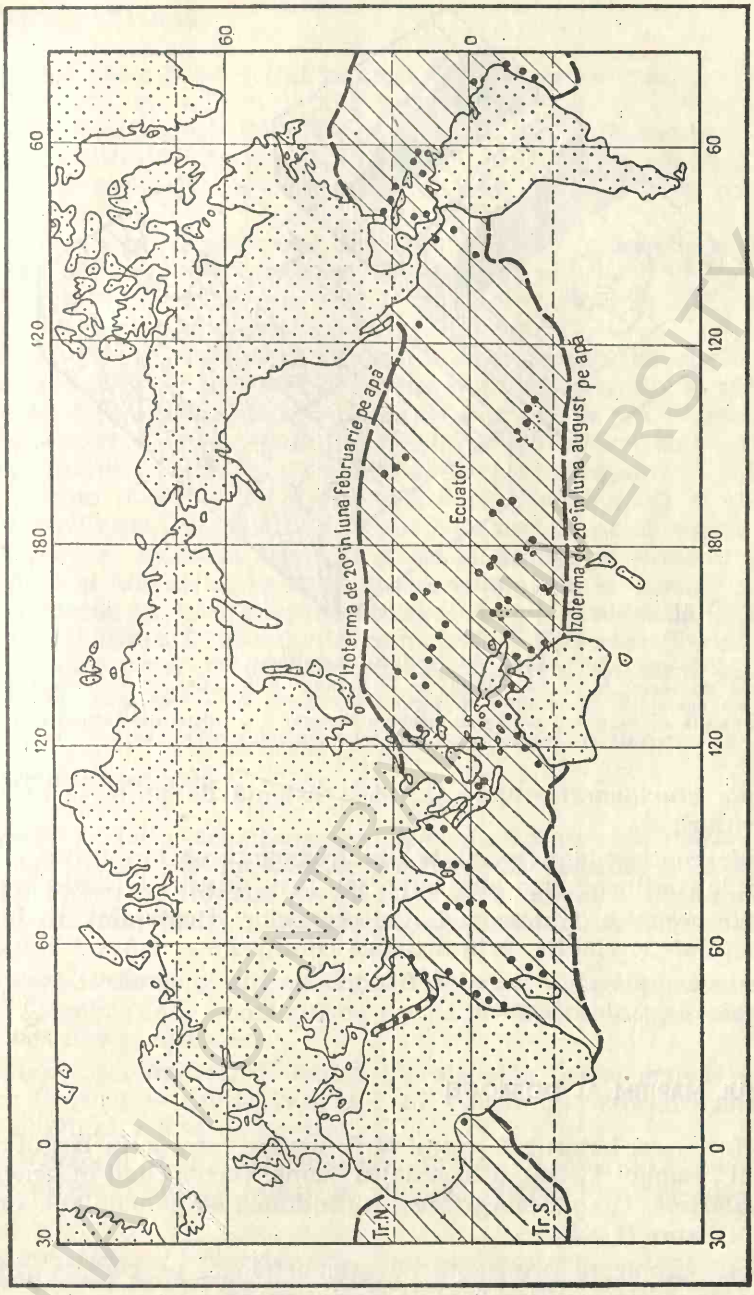


Fig. 245. Răspîndirea coralilor pe Glob.

BCU IASI CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

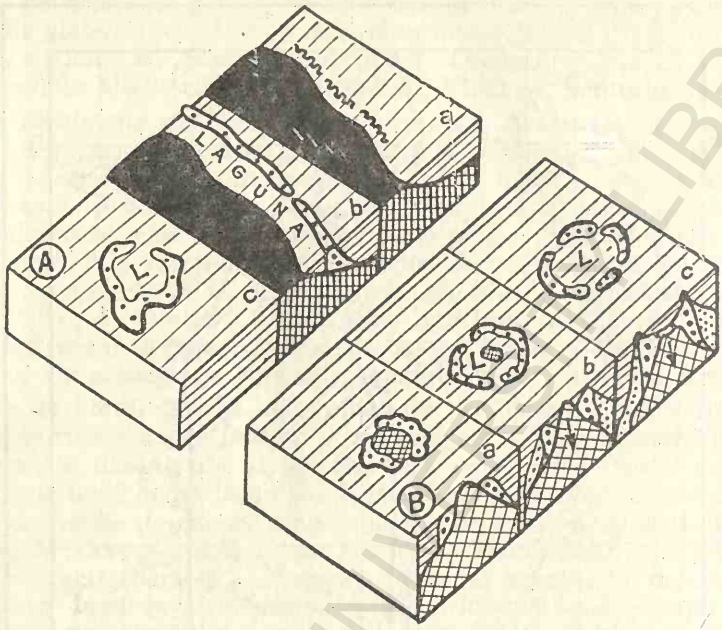


Fig. 246. Relieful coraligen:
A — tipurile de recife (*a* — de coastă; *b* — barieră; *c* — atol); *B* — formarea atolilor (*a* — faza de acumulare a coralilor în jurul unei insule; *b* — scufundare lentă a insulei care este separată de cordonul de corali printr-o lagună; *c* — dispariția insulei prin scufundare treptată și conturarea atolului cu lagună interioară largă — L).

— *insule aluvionare* (situate la mică distanță de țărm, în special la gura fluviilor);

— *insule continentale* (rezultate din fragmentarea țărmurilor și separarea lor de continent prin abraziune sau prin mișcări tectonice);

— *insule oceanice* (situate în largul oceanelor și care sînt de două feluri: *structurale* și *clădite*, prin acțiunea coraligenă și vulcanică.

Cea mai generală clasificare ar fi după poziția geografică: *insule precontinentale* și *insule oceanice.*

C. ȚĂRMUL MARITIM AL DOBROGEI

Acesta formează hotarul de est al țării noastre între gura brațului Chiliei (brațul Stambul Vechi) și localitatea Vama Veche, fiind în general un *țărm regularizat,* cu o desfășurare longitudinală larg ondulată, orientat de la N, NE spre S, SE.

Cele două probleme principale de geomorfologie pe care le ridică el sînt legate de *platforma litorală* și de *țărmul propriu-zis.*

I. Platforma litorală

Platforma litorală sau *şelful* reprezintă o cîmpie submarină (submersă), bine conturată, cu adîncimi pînă la minus 200 m şi o lăţime de cca 200 km în dreptul gurii Portiţa şi de cca 100 km la latitudinea localităţii Vama Veche. Profilul transversal de echilibru este bine realizat, cu adîncimi ce scad treptat de la 0 m la 200 m, unde începe taluzul continental, cu o accentuare mai mare a pantei între 50 şi 200 m.

Şelful acesta reprezintă deci din punct de vedere genetic *o platformă submarină sau o cîmpie prelitorală de transgresiune eustatică, de vîrstă pleistocenă,* caracterizată prin *văi submarine* şi *stînci izolate,* ca şi prin diferite bancuri sau cuverturi de acumulare marină.

Văile submarine reprezintă văi subaeriene, înecate de apele mării în decursul ridicării lor, începînd de la sfîrşitul pleistocenului şi pînă astăzi. Acestea au fost descrise pentru prima dată la noi de *Gh. Năstase* (1935).

Văile Dunării, Teliţei, Casimcei, Techirghiolului etc. sînt văi înecate de apele marine. Dunărea, începînd de la gura braţului Sf. Gheorghe, avea un curs N-S (pînă în dreptul lacului Techirghiol) şi primea ca afluenţi pe Teliţa, Slava şi Sinoe. La vărsare, ea se desfăcea în două braţe. Casimcea se vărsa direct în mare şi primea ca afluenţi pîrîiaşele Techirghiol şi Mangalia. În urma transgresiunii de la sfîrşitul pleistocenului şi începutul holocenului, întreaga cîmpie prelitorală a Dobrogei estice a fost invadată de apă, devenind astfel *platforma litorală actuală,* acoperită spre ţărm cu depozite litorale (faciesul de ţărm, mitiloid şi faseolinoid).

II. Ţărmul propriu-zis

Ţărmul propriu-zis constituie zona de contact dintre apa mării şi uscatul dobrogean. Trăsăturile morfologice principale ale acestuia le dă altitudinea şi modul diferit de formare — *un ţărm de acumulare,* la nord de capul Midia şi *un ţărm înalt de abraziune,* începînd mai ales de la Constanţa spre sud.[1]

a. *Sectorul nordic* este dominat de prezenţa deltei şi a complexului lagunar Razelm, unde contactul cu marea se face în lungul unor întinse cordoane litorale, nisipoase.

În subsectorul deltaic, dinamica litorală este foarte activă în dreptul braţelor Dunării — Chilia, Sulina şi Sf. Gheorghe datorită aportului bogat de aluviuni, aduse de acestea.

În subsectorul lagunar, *ţărmul are caracter dublu,* deoarece între vechiul ţărm înalt, inactiv astăzi, se situează *cîmpia lacustro-mlăştinoasă a*

[1] Sectorul Midia — Constanţa poate fi considerat ca avînd caractere mixte şi reprezentînd o zonă de tranziţie între ţărmul jos din nord şi cel înalt din sud.

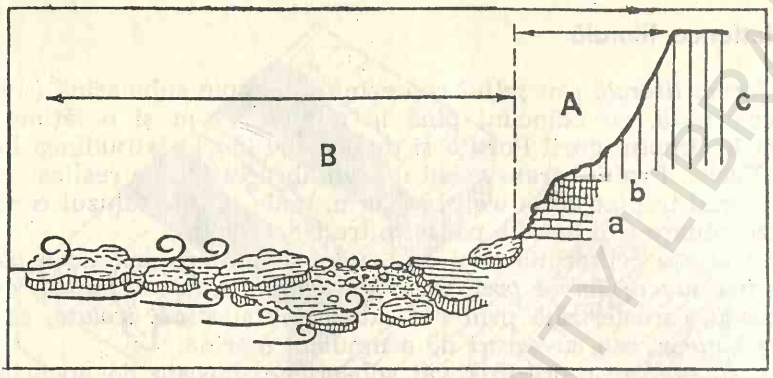


Fig. 247. Profil în faleza mării la Mangalia Nord:
A — fruntea falezei (*a* — calcare sarmatice; *b* — terra rossa; *c* — depozite loessoide); *B* — plaja stîncoasă cu blocuri mari de calcare sarmatice, bătute de valuri (un sector mic).

Razelmului, ce se sprijină spre mare printr-un sistem complex de cordoane și care au avut ca linie de formare marele cordon liber, stabilit de *Gr. Antipa* (1912), redat în fig. 232, *A*.

În acest subsector, țărmul românesc are un evident *caracter de tip lido,* care se continuă și mai spre sud în porțiunea Mamaia.

b. *Sectorul sudic* începe de la Constanța și ține pînă la Vama Veche. Acesta este dominat de prezența falezei, înaltă de 15—20 m și abruptă, constituită în cea mai mare parte din loess și o șuviță îngustă de calcare cretacice și mai ales sarmatice, orizontale și destul de dure.

Privită în lung, faleza dobrogeană prezintă o serie de arcuri largi, cu *capuri mai înaintate* (Midia, Tomis, Agigea, Tuzla etc.) și *băi retrase* (Mamaia, la sud de Constanța, 2 Mai). În sens vertical, faleza este fragmentată de văi adînci și largi, unele cu aspect de mici golfuri, barate de cordoane subțiri de nisipuri și transformate în *limane litorale* (Agigea, Techirghiol, Tatlageac și Mangalia).

Profilul falezei este aproape peste tot vertical, un perete abrupt însoțit de numeroase *surpări* și *prăbușiri* ale loessului sau calcarului (fig. 247).

Piciorul falezei este însoțit din loc în loc de *petice înguste de plaje nisipoase,* cu lățimi de cîțiva metri, care se lățesc mai mult în dreptul cordoanelor de baraj și a băilor.

Altă caracteristică morfologică a falezei dobrogene o constituie prezența *văilor suspendate, de tip valleuses,* dar cu înclinare inversă (de la țărm spre interior), datorită retezării prin abraziune a văilor formate concentric în jurul dolinelor și poliilor carstice, ca și prezența *dunelor de nisip,* dezvoltate mai puțin în sectorul sudic și mai mult în cel nordic pe cordoanele de nisipuri.

Privit într-un profil longitudinal de la sud la nord, țărmul dobrogean prezintă schimbări evidente, în raport cu condițiile locale genetice și de evoluție (fig. 248).

În general, *se poate spune că el este un țărm regularizat prin acumulare, în nord și prin abraziune, în sud.*

D. ROLUL PROCESELOR LITORALE ÎN NETEZIREA RELIEFULUI TERESTRU

Sistemul de modelare litorală a fost primul sistem pus la baza netezirii reliefului continental încă de la primele începuturi ale geomorfologiei. A. Ramsay (1878) — geolog englez — a fost primul care a relevat rolul abraziunii ca agent extern, după care au urmat A. P. Karpinski (1880) și Fr. Richthofen (1886). Aceștia au dezvoltat teoria lui A. Ramsay și i-au acordat un rol preponderent în modelarea reliefului terestru, socotind că apele marine transgresive pot reteza chiar și munții, formînd *suprafețe* sau *platforme de abraziune.*

Teoria abraziunii, ca sistem de modelare a reliefului terestru, a predominat între 1880 și 1890 și ea a precedat pe aceea a ciclului de eroziune a lui W. Davis, după care a fost dată uitării mult timp. Ea a fost reluată de H. Bauliig (1950), care a formulat *teoria eustatismului,* bazată pe variațiile constante ale apelor marine. Ca urmare a acestor mari variații ale nivelului marin, autorul amintit a distins în Masivul Central Francez patru suprafețe de abraziune, la 380 m, 280 m, 180 m și 100 m altitudine.

Aplicată și în alte regiuni (Bazinul Parisului, Peninsula Bretagne, Dobrogea etc.), teoria eustatică a lui H. Bauliig s-a dovedit greșită pentru timpurile precuaternare, deoarece n-a ținut seama de deformările tectonice suferite ulterior de aceste suprafețe de abraziune.

Aceasta nu înseamnă însă că nu apar și platforme de abraziune vechi, dar ele nu mai au, în cele mai multe cazuri, poziția inițială. Ele există, dar trebuie să fie stabilite cu foarte mare atenție.

Teoria eustatismului a fost confirmată însă pentru variațiile marine cuaternare (glacio-eustatism), amintite mai înainte.

Pentru perioada cuaternară, variațiile nivelului marin, ca rezultat al schimbărilor volumului de apă înmagazinat în masele de gheață, constituie

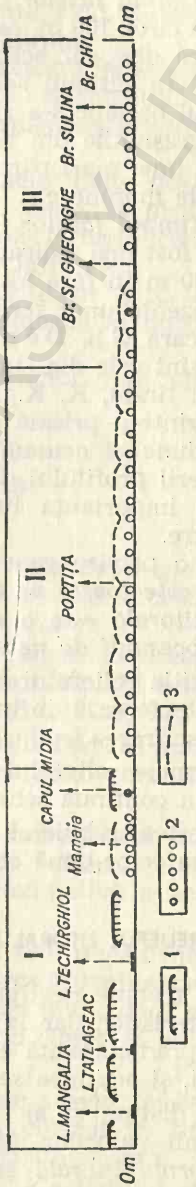


Fig. 248. Profil în lungul litoralului românesc:
1 — faleza înaltă, vie; *2* — țărm jos, de acumulare, format din nisipul cordoanelor litorale; *3* — faleză marină moartă. *I* — sectorul Vama Veche — Midia; *II* — sectorul lagunar Razelm; *III* — sectorul deltaic.

astăzi un fapt de necontestat, ținînd seama și de compensarea izostatică care se produce în același timp.

În timpul fazelor glaciare, nivelul general al mărilor (oceanelor) a scăzut cu circa 100 m, ca urmare a glacio-eustatismului negativ.

Dacă gheţarii actuali s-ar topi, acest nivel s-ar ridica cu circa 10—20 m. În ultimul secol, în urma topirii accentuate a gheţarilor actuali, nivelul oceanic s-a ridicat cu circa 11 cm.

Regresiunile din timpul fazelor glaciare au permis modelarea subaeriană a unei mari părţi din platforma litorală, prin formarea de văi fluviatile, de morene etc.

În timpul fazelor interglaciare, mai calde decît în prezent, nivelul marin a fost mai ridicat (cu circa plus 4—6 m în faza Riss-Würm și de plus 20—30 m în faza Mindel—Riss).

Prezenţa unor terase litorale la altitudini mai mari decît cele normale din scara Gh. Dépéret se datoresc deformărilor tectonice locale, așa cum sînt cele din sudul Greciei, din insulele Indoneziei etc.

Mai tîrziu, K. K. Markov (1957), privind problemele reliefului litoral printr-o prismă mai largă, relevă prezenţa *nivelului* (suprafeţei) *de abraziune și acumulare* sau *abrazioplena* (șelful actual), ca rezultat al atingerii profilului de echilibru transversal al ţărmurilor, scoţînd în evidenţă importanţa lui pentru studiul mișcărilor oscilatorii ale scoarţei terestre.

Ca o privire generală, la acest capitol se poate spune că *relieful litoral este foarte variat ca forme, geneză și vîrstă, iar sistemul de modelare litorală este o realitate și el reprezintă o verigă în lanţul general al procesului de netezire progresivă a reliefului preexistent.*

Poziţia reliefului litoral în zona de contact dintre uscat și ocean, unde se interferează influenţa mișcărilor epirogenice cu cele eustatice, face ca descifrarea legilor lui să fie de multe ori destul de dificilă.

Formele reliefului litoral se moștenesc și ele de la o etapă la alta și sînt în continuă schimbare.

Acestea trebuie să fie privite, ca toate celelalte categorii de relief, prin prisma celor două coordonate ale științei, *spaţiul* și *timpul.*

E. RELIEFUL LITORAL LACUSTRU

Nu trebuie neglijat nici *relieful litoral lacustru,* care prezintă aceleași caracteristici, dar la scară mai redusă, datorită dinamicii mai simple, în care predominantă este *acţiunea valurilor* și la care se adaugă, în unele lacuri, și acţiunea *seișelor,* datorită presiunii atmosferice.

Se disting și aici: *ţărmul* sau *litoralul,* care prezintă partea supusă acţiunii valurilor cînd nivelul apelor este mai ridicat sau mai coborît, *platforma litorală* și *abruptul* (care face trecerea spre fundul lacului).

Influenţa climei asupra reliefului litoral lacustru este evidentă, mai ales la lacurile din regiunile polare și subpolare, precum și la cele din

regiunile aride (unde prin secare ies în evidență *terasele lacustre*, ca trepte bine etajate).

Morfodinamica lacurilor este condiționată în primul rînd de *bilanțul de apă*, care depinde de precipitații, evaporare și infiltrație.

Spre deosebire de mări sau oceane, morfologia lacustră este influențată foarte mult de procesul de colmatare organică și minerală, care duce la transformarea chiuvetelor lacustre în zone mlăștinoase și cîmpii lacustre.

Regiunile mlăștinoase, care se întîlnesc fie în zonele înalte de culmi și platouri muntoase, fie în cele joase, de luncă sau delte, se disting și ele printr-un microrelief specific, în care predomină formele convexe, în primul caz, și cele plane, în al doilea, sau îmbinate între ele.

Mlaștinile ocupă și ele suprafețe destul de întinse pe glob (circa 175 milioane ha, din care 100 milioane în Asia, 60 milioane în Europa și 15 milioane în America).

Cunoașterea microreliefului lor este foarte importantă, mai ales în studiile de pedologie și agroameliorații.

F. RAPORTUL CORELATIV DINTRE EROZIUNEA CONTINENTALĂ ȘI ACUMULAREA MARINĂ-OCEANICĂ

Așa după cum s-a arătat, cele două domenii ale suprafeței globului care stau în opoziție unul față de celălalt sînt — *domeniul continental* sau *de eroziune* și *domeniul marin-oceanic* sau *de acumulare*.

După datele lui *A. de Cayeux* (1969), fluviile duc anual în oceane și mări circa 12 km^3 de materiale solide, la care disoluția, vîntul și acțiunea directă asupra țărmurilor mai adaugă 1,5 km^3, adică un total de 13,5 km^3.

Această cantitate raportată la suprafața totală a uscatului de 151 mil. km^2 indică o eroziune de 90 mm pe km^2/an sau o grosime medie erodată de 90 mm/mileniu.

Sedimentarea marină, care în medie este de 54 mm/mileniu sau de 13 km^3/an, corespunde în linii generale cu volumul de eroziune efectuat (13,5 km^3), ținînd seama se înțelege de valoarea aproximativă a acestor calcule.

Deasemenea, pe baza acestor date se poate aprecia și eroziunea generală, începînd din cambrian și pînă astăzi (în timpul celor circa 580 milioane ani) și care a atins în medie 52 km, ceea ce pare destul de mult, dacă avem în vedere că scoarța terestră are grosime de 32 km sub cîmpii și de 50—60 km sub munții tineri.

În general, se crede că deși viteza medie de eroziune a avut un caracter constant în decursul timpurilor geologice, ea a crescut în timpul cuaternarului, datorită glaciațiilor și defrișerilor efectuate de om.

Din cele expuse rezultă că peneplenizarea generală a reliefului continental își găsește un corespondent corelativ statistic destul de exact în acumulările marine-oceanice.

Concluzii. Din cele expuse în acest capitol cu privire la sistemul de modelare litorală rezultă o *complexitate şi mai mare* a factorilor genetici decît la celelalte sisteme expuse mai înainte. Şi aceasta datorită în primul rînd *întrepătrunderii directe* şi *permanente* a celor două domenii mari în *contact* (*oceanic* şi *continental*).

Tot aici trebuie arătat că sistemul de modelare litorală are *cea mai mare permanenţă* din toată istoria geologică a Pămîntului. În acelaşi timp s-a putut vedea din expunerea făcută că *hidrodinamica litorală* este condiţionată de aceiaşi factori generali — *tectonica* şi *clima,* la care se adaugă în plus şi un factor cosmic — *mareele,* a căror influenţă se resimte în schimbările verticale, de care depinde poziţia în suprafaţă şi în altitudine a reliefului litoral.

Legile acestei hidrodinamici constau în *abrazziunea porţiunilor înalte şi înaintate în ocean* (mare), ca şi în *acumularea celor joase şi adăpostite* pentru realizarea celor două profile de echilibru — *transversal* şi *longitudinal.* Procesele morfogenetice litorale nu duc în general la accentuarea formelor de relief preexistente, ci la netezirea lor. *Rezultatul principal al acestor procese este formarea şelfului* (*abrazioplenei* sau *tallasoplenei*), *care constituie în fond zona de legătură dintre blocurile continentale şi depresiunile oceanice.*

Rolul principal în evoluţia de ansamblu a ţărmurilor revine *mişcărilor verticale, de emersiune* prin *acumularea şi avansarea lor* (rol constructiv) şi *mişcărilor de submersiune prin eroziunea şi retragerea acestora* (rol distructiv).

Aceste mişcări verticale sînt foarte evidente pentru întreg cuaternarul, datorită marilor oscilaţii climato-eustatice cînd au avut loc importante schimbări ale ţărmurilor actuale, dintre care cea mai clară se datoreşte transgresiunii *flandrine.*

Ca şi în cazul celorlalte sisteme de modelare, explicaţia formelor mai vechi, relicte trebuie căutată în paleosistemele litorale, care au precedat pe cel actual.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XIV

ACȚIUNEA BIOSFEREI, MICRORELIEFUL BIOGEN ȘI ANTROPIC

A. MICRORELIEFUL BIOGEN

Pentru a completa imaginea de ansamblu a formelor de relief generate de agenții externi este necesar să vedem în continuare influența pe care o are biosfera, respectiv *plantele și animalele,* precum și *omul* asupra litosferei.

Rolul plantelor sub raport geomorfologic nu este vizibil direct în relief, ci mai ales prin contribuția lor la formarea diferitelor roci calcaroase sau silicioase, cum este cazul unor alge marine. Plantele de uscat, care sînt mai numeroase decît cele marine, au *un rol atît distructiv* (cum este cazul lichenilor, care pot duce la degradarea sau chiar distrugerea rocilor calcaroase), *cît și constructiv* prin înmlăștinirea depresiunilor lacustre, formarea turbei etc.

Deasemenea, plantele, mai ales cele lemnoase, contribuie la oprirea eroziunii solului prin acțiunea de împădurire a omului sau la accentuarea ei, prin despădurire. Nu trebuie neglijat nici aportul lor la menținerea umidității și fertilității solului, ca și la protejarea malurilor împotriva eroziunii fluviatile.

Un microrelief caracteristic, cu forme convexe și concave, prezintă unele regiuni mlăștinoase de la munte și cîmpie. Nici *rolul animalelor nu este mai puțin important,* în special al celor de uscat, care contribuie la afînarea solului prin găurile și cuiburile pe care le fac. Astfel, *rîmele* găuresc solul în toate sensurile pînă la 1—2 m adîncime. La fel *furnicile* și *cîrtițele* scormonesc scoarța la partea superioară, făcînd mușuroaie, mici scobituri etc.

Termitele clădesc conuri, care ajung uneori pînă la circa 7—8 m înălțime, iar *castorii* taie arborii și construiesc diguri, care opresc apa și-i ridică nivelul, inundînd pădurile și distrugînd vegetația.

Mult mai importantă sub raport geomorfologic este însă *acțiunea constructivă a animalelor marine și în special a celor inferioare,* care se găsesc în cantități uriașe, așa cum sînt: *globigerinele, radiolarii, crinii de mare și coralii.*

BCU CLUJ CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Dintre acestea, *coralii* au o influenţă mare asupra ţărmurilor prin depozitele prin care se formează *recifele mărginaşe, recifele bariere şi atolii.* Cele mai expresive forme ale reliefului coraligen sînt insulele coraligene, *de tip atol,* despre care s-a vorbit mai înainte.

B. MICRORELIEFUL ANTROPIC

Influenţa omului asupra litosferei este vizibilă atît în mod direct prin diferite forme pozitive şi negative de relief create de el, cît şi prin acţiuni indirecte, cum este aratul şi săpăturile pentru diferite construcţii (care influenţează evoluţia versanţilor, debitul solid al rîurilor şi fluviilor) sau extragerea diferitelor materii prime (cărbuni, sare, petrol, fier, cupru, plumb, zinc, nisip, pietriş, calcar etc.), care slăbesc rezistenţa rocilor, condiţionînd în acelaşi timp formarea unui microrelief de surpări, prăbuşiri, doline, chei şi altele.

După unele date cu totul generale, minerii extrag anual din scoarţa Pămîntului peste 2 miliarde tone de diferite zăcăminte, dintre care numai cărbunii reprezintă 1 miliard şi jumătate de tone, iar cantităţile de piatră extrasă pentru construcţia caselor, şoselelor etc. sînt enorme.

Cu excepţia cîtorva regiuni inaccesibile din zonele ecuatoriale, deşertice şi polare sau din cele muntoase, omenirea a cuprins în sfera ei de acţiune aproape întreaga suprafaţă a Pămîntului.

Influenţa activităţii omului asupra reliefului s-a resimţit încă de la începutul istoriei lui, iar în epoca contemporană, ea a crescut enorm, mai ales prin intermediul energiei atomice.

În unele cazuri, activitatea aceasta apare ca o forţă distrugătoare, care duce la netezirea neregularităţilor suprafeţei Pămîntului, în alte cazuri, omul este acela care coordonează pentru el activitatea forţelor externe, schimbînd cursul rîurilor, acoperind strîmtorile, tăind uscatul, realizînd astfel o muncă uriaşă pentru folosirea energiei naturale, pentru lărgirea spaţiilor agricole, pentru scoaterea bogăţiilor minerale etc.

În munca sa pe tărîm economic, omenirea actuală a contribuit tot aşa de mult, ca şi procesele externe naturale, la modelarea scoarţei terestre în special la îndepărtarea solului, la eroziunea lui. Acest lucru se vede din cantitatea mare de mase minerale care se mută dintr-un loc în altul.

Omul a reuşit să creeze chiar *peisajii geomorfologice,* cum sînt de exemplu, *peisajul agricol, de irigaţie, minier* etc. şi care se mai numesc şi *peisajii culturalizate,* după V. G. Bondarciuk (1957).

Peisajul agricol se întîlneşte în regiunile de cîmpie şi se întinde între poli şi ecuator, unde are loc schimbul bunurilor agricole. Procesul geomorfologic principal constă mai ales în netezirea neregularităţilor suprafeţei Pămîntului prin lucrările de arătură. Partea superioară a solului este supusă, în urma fărîmiţării ei, unei eroziuni intense sub acţiunea agenţilor externi.

Peisajul de irigație se poate urmări mai ales în regiunile aride, de deșerturi și stepe. Prin amenajarea sistemului de irigații și ameliorații se schimbă complet structura inițială a rețelei hidrografice.

Construirea sistemelor de irigații, ameliorarea mlaștinilor, folosirea hidroenergiei creează peisajii cu totul noi, așa cum se întîlnesc în Valea Nilului, Cîmpia Mesopotamiei, Marea Cîmpie a Chinei, Delta Mekongului, în Turkestanul sovietic, regiunile din jurul Mării Mediterane etc.

Prin schimbarea rețelei hidrografice, pe care o aduce peisajul de irigație, se ajunge chiar la modificarea legilor eroziunii și acumulării fluviatile.

Peisajul minier și industrial se caracterizează prin trăsăturile specifice regiunilor industriale, unde are loc schimbarea completă a trăsăturilor minore ale suprafeței Pămîntului. El reflectă peste tot trăsăturile lucrărilor specifice, prezența formelor pozitive și negative, ca de exemplu, gropile minelor, carierelor, locurilor de spălare a minereurilor, părăsite sau în lucru, movilele sau monticulii rezultați din depozitarea materialului steril etc. Nu lipsesc procesele de surpări, alunecări etc., datorită mai ales afînării materialelor depuse de om. Peisajul acesta se mai caracterizează prin diversitatea construcțiilor de transporturi, care impun schimbări mari în relieful local.

În concluzie, din exemplele date rezultă că omul, prin lucrările pe care le execută, reprezintă un factor extern foarte important în modificarea scoarței terestre, în avantajul sau dezavantajul lui, al societății omenești, creînd astfel *microrelieful antropic,* cu formele lui specifice, intrazonale, care în ansamblu constituie *sistemul antropic.*

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

IV

VÎRSTA RELIEFULUI, CLASIFICAREA ŞI IMPORTANŢA PRACTICĂ A LUI

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XV

VÎRSTA RELIEFULUI

Problema stabilirii vîrstei reliefului este strîns legată de istoria sau cronologia geologică, de evoluţia şi de etapele lui de dezvoltare.

Vîrsta reliefului trebuie să fie privită prin prisma acţiunii reciproce a agenţilor genetici, ca rezultat al endodinamicii, prin care se formează *relieful primar,* şi al *exodinamicii,* care contribuie la modelarea lui, ca şi la formarea unor reliefuri exogene noi.

Vîrsta reliefului trebuie să fie analizată sub două aspecte: unul *relativ* şi altul *absolut.*

Primul aspect se referă la elementele morfologice ale reliefului şi la cele geologice, de stratigrafie şi tectonică.

Vîrsta relativă morfologică constă în stabilirea timpului cînd au luat naştere formele de relief, în analiza raporturilor directe dintre ele, una faţă de alta, pe baza poziţiei lor. De exemplu, relieful de luncă este mai nou (fiind mai jos) faţă de relieful de terase (care este mai înalt). De asemenea, relieful de dune, care se suprapune peste lunci sau terase, este mai nou decît formele care stau la baza dunelor. Un alt exemplu poate fi dat în legătură cu relieful vulcanic, care este mai nou decît formele peste care se suprapune sau pe care le străpung erupţiile.

Însăşi denumirile folosite de W. Davis — forme *tinere, mature* şi *bătrîne* — exprimă acest punct de vedere, adică *vîrsta relativă morfologică.*

Vîrsta relativă geologică se referă la raportarea reliefului şi a formelor lui la scara geocronologică (relief cuaternar, pliocen, miocen etc.), pe baza datelor stratigrafice şi tectonice. Pînă în prezent, aceasta este direcţia cea mai larg folosită în geomorfologie.

Vîrsta absolută reprezintă precizarea în ani a vechimii formelor de relief, prin folosirea metodelor radioactive, expuse în capitolul III, direcţie care este abia la început, fiind utilizată mai ales pentru relieful de vîrstă holocenă.[1]

Problema vîrstei reliefului trebuie privită, de asemenea, în mod diferit, în raport cu caracterul lui genetic, ţinînd seama de marile categorii genetice — *relieful iniţial (tectonic, eruptiv* şi de *acumulare*), apoi *relieful de eroziune* şi *relieful derivat (erozivo-structural).*

Dintre acestea expunem pe rînd tipurile principale.

[1] În geologie, mai ales pentru vîrsta şisturilor cristaline, ea a dat rezultate foarte bune.

A. RELIEFUL TECTONIC

Relieful tectonic, ca rezultat al mișcărilor tectonice plicative și rupturale, are vîrsta acestor mișcări principale, de unde rezultă în general munți de vîrstă *precambriană, caledonică, hercinică* sau *alpină.*

Munții Scandinavici sînt munți de vîrstă caledonică, munții Dobrogei de Nord aparțin celor hercinico-chimerici, iar Carpații sînt munți de vîrstă alpină, formați în mai multe faze, adică sînt *munți politectonici.*

De exemplu, Carpații Meridionali și Occidentali sînt munți de vîrstă *mezo și neocretacică,* iar Carpații Orientali aparțin atît fazelor de cutare mezo și neocretacică, cît și fazelor terțiare, în special celor miocene, stirice.

Subcarpații sînt dealuri rezultate din cutările și mai noi, pliocen-pleistocene.

Pentru munții de tip bloc, vîrsta lor corespunde mișcărilor rupturale principale, adică sistemului de falii care-i mărginesc.

B. RELIEFUL ERUPTIV

Relieful eruptiv este asociat celui tectonic și el corespunde fazelor principale magmatice, intruzive sau efuzive, hercinice sau alpine.

Cel mai important din punct de vedere morfocronologic este *relieful vulcanic,* a cărui vîrstă se poate stabili după formele și structurile geologice pe care le străpunge sau pe care le acoperă.

Vîrsta erupțiilor exprimă pentru relieful vulcanic de dată recentă, vîrsta acestuia, așa cum este de exemplu, cazul munților vulcanici Oaș—Gutin și Călimani—Harghita, de la noi, formați în neogen-pleistocen.

C. RELIEFUL DE ACUMULARE

Acest tip de relief este cel mai ușor de stabilit ca vîrstă, deoarece suprafața morfologică corespunde cu suprafața depozitelor acumulate.

Stabilirea vîrstei depozitelor cu ajutorul datelor stratigrafice (paleontologice și arheologice) are ca rezultat direct și *precizarea vîrstei formelor de relief respective,* așa cum este în cazul grindurilor litorale, a dunelor, conurilor de dejecție, teraselor aluvionare, cîmpiilor litorale, lacustre, fluviatile și piemontane.

D. RELIEFUL DE EROZIUNE

Acest relief este reprezentat în primul rînd prin peneplene sau printr-o serie de trepte, cunoscute sub denumirea de *suprafețe de denudație, de aplatizare* sau *nivelare,* tăiate în cuprinsul diferitelor structuri geologice.

Vîrsta acestora prezintă alte aspecte, deoarece suprafața morfologică a lor se situează totdeauna sub cea geologică (v. fig. 147), și de aceea trebuie stabilit întîi caracterul inițial, după care urmează fixarea timpului scurs pentru modelarea lui prin eroziune. Acest timp are o durată dife-

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

rită şi depinde de o serie de evenimente geologice (transgresiuni, regresiuni, durata continentalităţii, faze tectonice etc.).

Metoda cea mai mult folosită astăzi pentru fixarea vîrstei reliefurilor de eroziune, întinse şi vechi este *metoda depozitelor corelative*[1], adică recunoaşterea depozitelor care au fost erodate din regiunea cu relief înalt (de eroziune) şi depuse în zonele învecinate, joase, pe baza naturii lor petrografice şi a vîrstei lor, căreia îi corespunde, desigur, relieful de eroziune respectiv.

E. RELIEFUL DERIVAT (EROZIVO-STRUCTURAL)

Mult mai greu de stabilit este *problema vîrstei la reliefurile mixte*, erozivo-structurale, erozivo-vulcanice, erozivo-acumulative etc., la care caracterul primar (iniţial) a început să dispară şi ies în evidenţă formele derivate din diferite structuri.

Vîrsta reliefului derivat impune cunoaşterea amănunţită atît a reliefului iniţial, cît şi a fazelor de modelare, în strînsă legătură cu evoluţia reţelei hidrografice şi a versanţilor.

F. DIFERITE ALTE RELIEFURI

Ne referim în primul rînd la *relieful carstic* a cărui vîrstă este mult mai complexă, datorită caracterului lui dublu cu forme de suprafaţă şi de adîncime. Stabilirea vîrstei carstului este strîns legată de evoluţia regiunii în care se află, în general, şi a reţelei hidrografice, în special. În ce priveşte problema peşterilor o atenţie specială trebuie acordată *procesului de stalagmitizare* şi raportului lui cu fazele glaciare şi interglaciare pleistocene.

În al doilea rînd, este vorba de *relieful fosil sau îngropat*, relief format iniţial la zi, dar care datorită unor mişcări tectonice negative se află la diferite adîncimi, fiind acoperit cu depozite mai noi.

Vîrsta acestuia corespunde fazei continentale care a precedat acumularea depozitelor din acoperiş şi stabilirea ei se face pe baza discordanţei stratigrafice respective şi a vîrstei stratelor care o acoperă.

În al treilea rînd, ne referim la *relieful exhumat* adică la *relieful îngropat* şi readus la zi în urma unei noi faze de eroziune, a cărei vîrstă corespunde cu relieful format de aceasta.

În concluzie, trebuie accentuat asupra faptului că stabilirea vîrstei diferitelor forme de relief este din ce în ce mai complexă cu cît mergem din actual spre trecut. În acest sens, ea nu poate fi rezolvată decît prin prisma datelor paleogeografice şi geologice, în strînsă legătură cu elementele morfologice.

Pentru precizarea reliefului mai vechi este necesar, de asemenea, să se stabilească *etapele de evoluţie* sau *etapele morfogenetice*, adică subdiviziunile cronologice mari, în care timp, sub acţiunea combinată a proceselor endogene şi exogene, s-au stabilit trăsăturile reliefului actual.

[1] După noi, *flisul* reprezintă cea mai importantă *formaţiune corelativă* în stabilirea fazelor de modelare a zonei cristalino-mezozoice din Carpaţi.

BCU CLUJ / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XVI

CLASIFICAREA ŞI REGIONAREA GEOMORFOLOGICĂ

Alături de toate problemele de analiză şi sinteză parţială, amintite pe parcursul expunerii acestui curs cu privire la relieful scoarţei terestre, este necesar să arătăm pe scurt şi pe *cele în legătură cu împărţirea, cu subdivizarea lor.*

Clasificarea şi regionarea reliefului reprezintă cele două aspecte ale acestei laturi de sinteză generală.

Prima are mai mult un caracter teoretic, iar a *doua* reprezintă o aplicare directă a principiilor de subdivizare pe plan regional, ţinînd seama de toate caracterele reliefului şi, în special, de geneza lui.

1) **A clasifica relieful** înseamnă a sistematiza şi caracteriza formele, după mărimi de diferite ordine taxonomice, aşa cum impun necesităţile unui curs de geomorfologie generală. Lucrul acesta a fost făcut în acest manual încă de la început, în vederea înţelegerii şi punerii unei ordini necesare în această mare complexitate de forme ce caracterizează relieful terestru.

Reamintim pe scurt împărţirea generală în: *megarelief* (forme de ordinul I), *macrorelief* (forme de ordinul II), *mezorelief* (forme de ordinul III), *microrelief* (forme de ordinul IV) şi *nanorelief* (forme de ordinul V) bazată în primul rînd pe dimensiunile diferite ale formelor respective, începînd de la cele mai mari spre cele mai mici.

Au fost expuse, de asemenea, şi alte clasificări, în legătură cu formele de ordinul II (munţi, podişuri, dealuri şi cîmpii), diferite între ele după geneză: *munţi tectonici* (de cutare, de faliere sau munţi bloc), *munţi vulcanici* şi *munţi reziduali* sau *de eroziune; podişuri vulcanice, podişuri de eroziune* şi *podişuri structuralo-erozive; cîmpii de eroziune* şi *cîmpii de acumulare.* Acelaşi lucru s-a făcut şi pentru relieful suboceanic. N-au lipsit nici clasificările *mezo-* şi *microreliefului* pe baza aceluiaşi principiu genetic, în legătură cu relieful fluviatil, eolian, glaciar, litoral, biogen, antropic, ca şi cele după litologie, structură etc.

Referitor la această împărţire generală trebuie precizat că ea nu se poate face în sens absolut, deoarece unele din formele mezoreliefului trec în categoria celor de macrorelief sau invers, datorită evoluţiei lor diferite în timp şi spaţiu.

2) **A regiona relieful** înseamnă mai mult decît a face o simplă clasificare teoretică, adică a se transpune pe hărţi, la scări variate, formele

care se asociază, după caracterele lor specifice — *aspect* (fizionomie), *geneză* şi *vîrstă*, — începînd de la cele mai mici spre cele mai mari.

Regionarea reprezintă, în primul rînd, o grupare mai mare sau mai mică, necesară pentru a scoate în evidenţă specificul formelor de relief, ca rezultat al unei analize de amănunt pe hartă şi pe teren, în vederea satisfacerii atît a problemelor ştiinţifice, cît şi a celor de ordin aplicativ.

Firul conducător al regionării reliefului terestru trebuie să-l constituie *geneza, stabilirea categoriilor mari genetice,* în care pot fi încadrate toate formele de pe suprafaţa Pămîntului: *relieful primar, relieful vulcanic, relieful de eroziune, relieful de acumulare, relieful derivat* (structuralo-eroziv şi erozivo-structural).

Relieful primar (structural sau tectonic) se suprapune, în general, marilor trepte hipsometrice şi batimetrice, ce au ca punct de reper nivelul oceanic (0 m). Acesta cuprinde pe uscat: *depresiuni sub 0 m, cîmpii joase* (de la 0 la 200 m), *podişuri* (de la 200 la 600 m sau chiar 800 m) şi *munţi* şi *podişuri intramontane* (de la 600 sau 800 m în sus), iar sub oceane: *şelful* (de la 0 la 200 m), *abruptul continental* (de la 200 la 2 000 m), *podişurile* şi *bazinele suboceanice* (de la 2 000 la 6 000 m) şi *fosele abisale* (la peste 6 000 m adîncime).

Relieful vulcanic corespunde acţiunii de erupţie şi revărsare a lavei la suprafaţa Pămîntului şi de aceea el are caracterul unui *relief de acumulare internă,* suprapus altor forme de relief mai vechi, dar care prezintă în acelaşi timp şi caracter de *relief primar-structural,* cu aspect de munţi şi podişuri vulcanice.

Relieful de eroziune este rezultat din acţiunea îndelungată a denudaţiei şi el cuprinde podişuri şi cîmpii vălurite, înalte, ce s-au format în urma peneplenizării reliefului primar, sau chiar munţi reziduali, sub formă de martori, cu aspect de inselberguri.

Relieful de acumulare se suprapune îndeosebi depresiunilor tectonice, cum sînt, de exemplu, cîmpiile fluviatile, lacustre, litorale, joase, sau altor reliefuri mai vechi de eroziune şi de acumulare, cum sînt cîmpiile eoliene (de loess sau de dune) şi cele glaciare.

Relieful derivat corespunde mai mult podişurilor şi cîmpiilor înalte, dezvoltate pe cuverturi sedimentare mezozoice şi neozoice, în care eroziunea diferenţială pune în evidenţă forme de cueste, suprafeţe erozivo-structurale, depresiuni subsecvente etc.

În cuprinsul acestor categorii genetice se pot stabili unităţile principale ale regionării: *regiunile geomorfologice*, adică întinderi unitare, ca *aspect* (fizionomie), *geneză* şi *vîrstă*.

Subdiviziunile mai mici ale regiunilor geomorfologice sînt *subregiunile* şi *microregiunile,* ce se stabilesc după specificul mai de amănunt al formelor. Exemple de regiuni geomorfologice se pot da multe de la noi din ţară: Podişul Moldovei, Cîmpia Română, Dealurile Vestice, Carpaţii Meridionali şi altele.

Ca încheiere la această problemă a împărţirii reliefului terestru socotim necesară o scurtă comparaţie a celor două unităţi geomorfologice

mari, care stau în contrast una cu alta, *munții* și *cîmpiile*, care se deosebesc net între ele.

3) **Relieful regiunilor muntoase** reprezintă zonele cele mai complexe din punct de vedere geomorfologic, un fel de sinteză a reliefului, în care se întîlnesc aproape toate urmele sistemelor de modelare prezentate. Relieful munților se caracterizează în primul rînd prin *dezvoltarea etajată a acestuia*, care impune proceselor actuale o *zonalitate verticală evidentă*, începînd de la nivelul oceanic și pînă la cele mai înalte creste alpine. El reflectă, de asemenea, și specificul *mediului geografic* în care sînt așezați munții (în zona polară, temperată și caldă), precum și *întreaga istorie geologică a munților*.

Dintre formele de relief care atrag atenția în mod deosebit, în afară de relieful glaciar, amintim *nivelul crestelor înalte, suprafețele de altiplanație, suprafețele netede de tipul peneplenelor fragmentate și înălțate, apoi treptele piemontane care apar pe versanții marginali ai masivelor sau lanțurilor muntoase*.

a) *Nivelul superior al crestelor muntoase* a fost studiat în multe regiuni muntoase, cum sînt: Alpii, Pirineii, Himalaia etc., de către A. P e n c k (1885), care l-a numit *gipfelflur*. Acesta exprimă egalitatea crestelor sau vîrfurilor de munți înalți și care unite imaginar ar reprezenta nivelul de denudație cel mai înalt. Acest nivel nu este legat de o altitudine fixă, ci se schimbă după specificul condițiilor muntoase locale. Formarea gipfelflurului a fost explicată ca rezultat al acțiunii complexe a celor doi factori de bază: *clima* (dezagregarea intensă și fragmentarea datorită rețelei hidrografice) și *tectonica* (mișcări epirogenetice pozitive).

Nivelul crestelor înalte de tipul gipfelflurului depășește suprafața în care au acționat sau acționează ghețarii montani și el nu trebuie confundat cu nivelul crestelor numit *karling*, format prin intersecția versanților dintre circurile glaciare.

Dezagregarea foarte intensă, care se produce în zona crestelor muntoase înalte, se explică în bună parte și prin rarefierea aerului, care se accentuează cu cît altitudinea este mai mare.

b) *Suprafețele de altiplanație* reprezintă mici nivele de relief ca niște „trepte montane", cu înălțimi variabile (cîteva zeci sau sute de metri), deasupra văilor actuale sau sub vîrfurile principale și care se formează în regiunile periglaciare, în urma proceselor de gelivație și deplasare pe pante mici a materialelor dezagregate, sub influența înghețului și dezghețului (v. fig. 208), asemănătoare *pedimentelor*.

c) *Suprafețele peneplenizate înălțate* constituie o caracteristică a zonelor muntoase vechi, precambriene, paleozoice și mezozoice, care au fost netezite timp îndelungat sub acțiunea complexă a agenților externi. Ca exemplu se pot da resturile *peneplenei carpatice*, formată începînd din cretacicul superior și pînă la sfîrșitul oligocenului și care astăzi, în urma deformărilor tectonice, se află la altitudini diferite (1 300—1 400 m în Munții Semenicului; 1 600—1 800 m în Munții Apuseni; 1 800—2 400 m, în Carpații Meridionali — P. C o t e ț, 1967).

Aceste resturi ale unor suprafeţe peneplenizate se găsesc numai la nivelul interfluviilor înalte de ordinul întîi şi ele sînt dominate de mici martori de eroziune, cum se văd, de exemplu, în Munţii Apuseni, Semenic, Godeanu etc., unde apar platformele Fărcaşa, Semenic şi Borăscu, resturi deformate ale peneplenei carpatice.

d) *Treptele mărginaşe, piemontane şi litorale,* reprezintă realităţi morfologice de necontestat şi geneza lor a fost explicată în mod diferit. În Carpaţii Românești (Emm. de Martonne, 1901—1907) a explicat cele două trepte de relief reprezentate de *platformele Rîu Şes* şi *Gornoviţa,* tot ca rezultat al unor cicluri de eroziune incomplete, formate în faze mai scurte şi mai noi, neogene, dar care pot fi explicate şi în alt mod.

Relieful acesta de trepte scaliforme a fost interpretat mai bine de W. Penck (1921), în *teoria treptelor piemontane,* după care reţeaua hidrografică acţionează concomitent cu mişcările largi de ridicare a masivelor muntoase, sculptînd astfel trepte de relief piemontane din ce în ce mai noi, cu cît sînt mai joase (fig. 249).

În regiunile aride, aceste trepte piemontane sînt denumite, aşa cum am văzut, *pedimente.*

Originea acestor trepte marginale poate fi şi litorală, *vechi platforme de abraziune,* formate acolo unde apa mărilor şi lacurilor neogene au scăldat poala munţilor, cum este cazul Carpaţilor Românești, care în timpul tortonianului formau un fel de „atol" în mijlocul apelor marine.

Desigur că toate aceste probleme în legătură cu relieful regiunilor muntoase trebuie să fie verificate şi explicate prin prisma tuturor condiţiilor tectonice şi climatice, specifice formării şi evoluţiei lor.

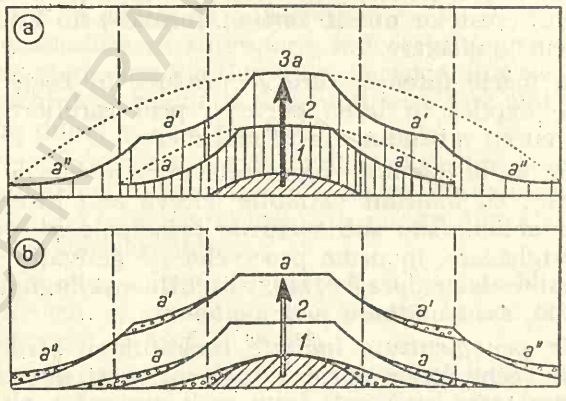


Fig. 249. Formarea treptelor de tip piemont prin eroziune marginală, ridicarea în boltă şi lărgirea zonei muntoase.

(*A* — după W. Penck; *B* — după B. E. Licikov): *1, 2, 3* — creşterea treptată a masivului în altitudine; *a, a', a''* — treptele piemontane (după Penck, numai de eroziune, iar după Licikov, şi de acumulare), în interpretarea autorului.

BCU IAŞI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

La relieful muntos amintit se adaugă, de asemenea, *văile transversale, acţiunea gheţarilor pleistoceni şi actuali,* precum şi *vulcanismul neozoic,* ale căror urme se desprind din complexul morfologic general, prin forme specifice, indicate la capitolele respective.

Din cele expuse rezultă că relieful muntos se caracterizează prin marea lui varietate pe verticală, începînd de la nivelul *gipfelflurului* sau karlingurilor şi pînă la cel piemontan de tip pediment sau litoral, abrazivo-acumulativ.

Relieful de tip peneplenă apare rar şi în mod fragmentar, fiind în general dislocat de mişcările tectonice posterioare, aşa cum este cazul Carpaţilor Meridionali şi Occidentali din România (P. Coteţ, 1967).

4) **Relieful regiunilor deluroase şi de cîmpie** reprezintă zonele cele mai extinse de pe suprafaţa globului şi ele sînt de două feluri: *cîmpii de acumulare* (joase), care se dezvoltă mai ales pe mari bazine hidrografice, aşa cum sînt: *Cîmpia Amazonului, Cîmpia Indo-Gangetică, Cîmpia Siberiei de Vest; Cîmpia Panonică; Cîmpia Română* etc., şi *cîmpii de eroziune, deluroase,* aşa cum sînt: *Cîmpia Rusă, Cîmpia Canadei, Podişul Deccan, Podişul Braziliei, Podişul Arabiei* etc. Prima caracteristică a cîmpiilor este marea lor dezvoltare pe orizontală, în raport cu munţii (care, în general, ocupă suprafeţe mai mici).

Cîmpiile de acumulare sînt diferite sub raport genetic. Ele pot fi: *fluviatile, litoralo-marine* sau *lacustre, glaciare, fluvio-glaciare, periglaciare* şi *eoliene* (de dune sau de loess). Acestea din urmă se suprapun, de obicei, peste cele fluviatile sau litorale.

Dintre cele amintite, *cîmpiile fluviatile* se impun prin specificul lor, în sensul că *cele joase,* corespund marilor *zone aluvionare* (cum sînt mai ales *cîmpiile de nivel de bază,* situate în bazinele mari ale diferitelor rîuri sau fluvii), iar *cele înalte* se suprapun *cîmpiilor de eroziune* sau *peneplenelor,* care se întind în cuprinsul mai multor bazine hidrografice, pe suprafeţe foarte întinse, uneori chiar de ordinul continentelor.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Capitolul XVII

GEOMORFOLOGIA APLICATĂ

Așa cum s-a văzut din cap. I, geomorfologia aplicată este o realizare a timpurilor noastre, dar aceasta nu înseamnă că în trecut, începînd din cele mai vechi timpuri n-au existat preocupări de ordin practic în legătură cu relieful, care de fapt constituie baza de dezvoltare a vegetației, faunei, solurilor și întregii activități a omului.

Însăși noțiunile de *„folosirea terenului"* în diferite scopuri s-au referit în primul rînd la relieful scoarței terestre, la altitudinea, panta, netezimea și fragmentarea lui.

Baza teoretică și practică a studiului reliefului reprezintă cele două laturi ale aceluiași proces de cunoaștere, iar geomorfologia aplicată constituie de fapt veriga prin care se face legătura dintre acestea.

Baza teoretică are în vedere cunoașterea reliefului ca element al mediului geografic și al trecutului geologic, iar *baza practică*, importanța acestuia în viața societății omenești.

Geomorfologia aplicată s-a dezvoltat mai mult după anul 1950 și mai ales după Congresul internațional de la *Rio de Janeiro* (1956), cînd s-a format *o comisie specială de geomorfologie aplicată*, al cărei scop a fost elaborarea principiilor și metodelor de lucru.

În această direcție s-a mers pînă acolo încît s-a pus chiar problema unei geomorfologii aplicate, ca disciplină aparte, cu obiect și metode proprii (C. Barat — 1966).

Afirmarea largă a geomorfologiei aplicate s-a făcut însă la Liège și București, cu ocazia *simpozioanelor internaționale* din 1966 și 1967.[1]

Problemele pe care le ridică această latură a studiului reliefului sînt multiple și complexe.

În cele ce urmează ne referim numai la unele probleme generale necesare acestui manual.

A. CE OFERĂ GEOMORFOLOGIA PRACTICII?

Legătura dintre teorie și practică o face geomorfologia prin cercetările și studiile regionale, care reprezintă în primul rînd analiza terenului și cartarea reliefului (ca rezultat al factorilor și proceselor morfotectonice

[1] Folosirea aero-fotografiilor a lărgit mult baza geomorfologiei aplicate.

BCU IAȘI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

și morfoclimatice), redate cartografic prin profile, vederi panoramice, blocdiagrame, schițe și hărți geomorfologice.

Geomorfologia aplicată oferă practicii *două categorii de materiale*, necesare altor științe și vieții economice în general, unele cu caracter aplicativ *indirect*, iar altele cu caracter aplicativ *direct*.

1. *Materialele documentare regionale* reprezintă prima categorie, ca rezultate din cercetarea directă a reliefului de către geomorfologi sau geografi, fie pe unități geomorfologice sau bazine hidrografice, fie pe procese geomorfologice, pe categorii sau tipuri genetice, pe vîrste. Acestea sînt folosite în diferite lucrări de geotehnică, hidro și agrotehnică, în pedologie, hidrogeologie etc. fie pentru clarificarea problemelor specifice, sau pentru stabilirea raporturilor lor cu relieful.

În acest sens, citățm lucrarea autorului, *Cîmpia Olteniei — studiu geomorfologic* (1957), care a servit ca bază în studiile hidrogeologice, geo și agrotehnice etc., ea fiind citată în toate memoriile agropedologice ale comunelor de pe acest teritoriu al țării, lucru verificat ulterior. Exemple în acest sens sînt desigur multe.

2. *Măsurile de ordin practic* constituie a doua categorie de elemente pe care le oferă geomorfologia laturii economice, la care se poate ajunge fie prin cercetări speciale, efectuate de către geomorfologi, care au în vedere analiza foarte amănunțită a genezei și evoluției diferitelor procese de modelare a reliefului, mai ales sub raport *cantitativ, fie în cercetări colective*, de colaborare directă pe teren cu alți specialiști agrotehnicieni, hidro- și geotehnicieni, arhitecți etc. în diferite probleme, ca degradarea solului, regularizarea rețelei hidrografice, canalizări, baraje, sistematizări rurale și urbane.

În acest sens, pentru fiecare porțiune studiată o importanță mare prezintă *stabilirea potențialului geomorfologic* — adică *totalitatea premiselor, condițiilor și funcțiilor de care dispune relieful în scopul utilizării lui cît mai rațional sub raport economic*, prin redarea indicilor de utilizare (foarte bun, bun, satisfăcător și nesatisfăcător) — *P. Coteț* (1967).

Pentru domeniile practice o atenție mai mare trebuie acordată *cercetărilor de microgeomorfologie*, cunoașterii reliefului de amănunt, indiferent unde se află, pe interfluvii, văi sau versanți, prin analiza genezei și seriilor evolutive ale microreliefului, pe baza legilor lor de dezvoltare, a mecanismului și dinamicii lor, mai ales cînd este vorba de versanți, care ridică cele mai complexe probleme sub raportul stabilității lor.

În concluzie, cele mai bune materiale pe care le oferă geomorfologia practicii sînt cele bazate pe studiul reliefului în strînsă legătură cu depozitele cuaternare.

B. DOMENIILE DE APLICARE ALE GEOMORFOLOGIEI

Acestea sînt foarte variate și ele se referă în primul rînd la întreaga viață economică a societății omenești.

I. Domeniul geologic

Studiul reliefului are mai mult o importanţă indirectă, prin specificul lui, în vederea studiului datelor litologice sau tectonice în lucrările de cartare (în special al depozitelor cuaternare sau al zăcămintelor aluvionare), ca şi în descifrarea problemelor de paleogeografie. *Rezistenţa morfologică* a diferitelor roci la acţiunea de eroziune, specificul diverselor forme de relief sînt importante în *descifrarea geologică a fotogramelor,* iar cunoaşterea tipurilor de relief şi a raportului lor hipsometric cu structurile geologice uşurează mult rezolvarea problemelor de *neotectonică.*

Alături de datele geofizice şi geologice, cele geomorfologice ajută la *depistarea structurilor gazeifere şi petrolifere,* ca şi în evaluarea cantitativă a diferitelor zăcăminte de minerale utile.

Cunoaşterea legilor de formare a văilor fluviatile şi a depozitelor aluvionare (cu cele două faciesuri specifice, de luncă şi de albie) este importantă în lucrările de cartare a materialelor de construcţie, ştiut fiind că faciesul de luncă poate fi folosit mai ales la fabricarea cărămizilor, iar cel de albie, la betoane, pentru balastiere etc.

II. Domeniul hidrogeologic

Datele geomorfologice servesc în multe cazuri *la stabilirea orizonturilor acvifere,* dînd indicaţii preţioase asupra poziţiei şi dezvoltării lor în spaţiu. Din analiza hărţilor cu fragmentarea reliefului, hidrogeologul îşi poate da seama de regiunile cu o fragmentare accentuată, unde posibilitatea apariţiei orizonturilor acvifere este mult mai mare decît în cele cu o energie mai redusă. Prezenţa teraselor de acumulare sau mixte constituie o indicaţie sigură asupra apariţiei apelor freatice. *Folosirea cu pricepere a legilor de repartiţie a reliefului de acumulare, a sistemelor de văi şi interfluvii* (ţinînd seama în mod special de formarea lor pe generaţii diferite), ca şi utilizarea datelor pe care le oferă harta geomorfologică pe tipuri genetice uşurează, de asemenea, înţelegerea legilor de repartiţie a apelor freatice şi a lucrărilor de regionare a acestora.

III. Domeniul agricol

Agricultura este domeniul care în momentul de faţă solicită geomorfologiei cele mai numeroase şi variate probleme de ordin practic. Zonarea agricolă, organizarea teritoriului, irigarea unor terenuri şi desecarea altora, mecanizarea, frînarea şi combaterea degradării terenurilor agricole şi silvice, sînt tot atîtea probleme în rezolvarea cărora relieful are un rol de seamă, iar aportul geomorfologiei în precizarea lor este indispensabil diferiţilor specialişti.

Acest aport este deosebit, *fie că este vorba de lunci și de albia actuală a rîurilor, fie de terase, versanți sau interfluvii, iar caracterizarea de amănunt sub raport geomorfologic, în vederea stabilirii terenurilor de diferite categorii, după înclinare, fragmentare, evoluție, dezvoltarea proceselor actuale etc., este absolut necesară.*

În raport cu valoarea înclinării pantelor și cu dezvoltarea proceselor actuale se pot face propuneri asupra repartizării culturilor și a mecanizării lucrărilor agricole, iar în raport cu fazele și legile de dezvoltare a proceselor de pantă se poate preciza extinderea eroziunii și a degradărilor de tot felul. Tot în funcție de datele morfologice ale reliefului se pot rezolva diferite probleme de irigație, îndiguiri, desecări, amenajări de lacuri pentru piscicultură, alimentarea cu apă a diferitelor unități socialiste agricole, dezvoltarea zonelor legumicole și viticole, extinderea terenurilor agricole, prevenirea salinizării solului, menținerea fertilității solului, elaborarea măsurilor de creștere a productivității agricole.

Hărțile de microregionare geomorfologică la scări foarte mari prezintă o importanță deosebită în lucrările de zonare a teritoriilor diferitelor unități agricole socialiste.

IV. Domeniul pedologic și geobotanic

Legătura strînsă dintre relief, soluri și vegetație impune pedologilor și botaniștilor să acorde reliefului și formelor lui o atenție specială în lucrările de cartare pe teren, mai ales în ceea ce privește *microrelieful.* Alături de datele morfologice, sînt necesare, de asemenea, cele de morfogeneză și morfocronologie (vîrstă), de care depind uneori tipurile de sol și vegetație.

Procesele actuale de modelare a reliefului și dezvoltarea lor în timp și spațiu, studiul versanților, cu forma, depozitele și evoluția lor, degradarea solului și a vegetației sînt probleme amănunțite de relief în care contribuția pedologilor este deosebită în rezolvarea problemelor de geomorfologie aplicată.

Nu trebuie uitate, de asemenea, trăsăturile majore ale reliefului pe plan regional în lucrările pedologice și geobotanice, de zonare generală, care se sprijină pe tipurile genetice de relief.

V. Domeniul hidrotehnic și hidroenergetic

Problemele de geomorfologie aplicată în hidrotehnică și hidroenergetică sînt legate mai ales de *studiul văilor și de cunoașterea dinamicii lor.* În acest scop se întocmesc profile longitudinale și transversale de amănunt, din care să reiasă schimbările de pantă, lățimea și microrelieful văilor în porțiunile de proiectare sau chiar pe toate văile din regiunea respectivă.

Stabilirea formei în plan a văilor, a porțiunilor înguste și largi, în legătură cu raportul dintre relief, rocă și intensitatea eroziunii, este de asemenea necesară lucrărilor de proiectare. Caracterizarea de amănunt a morfogenezei văilor și a proceselor actuale reprezintă o altă latură de mare interes în acest scop. Analiza versanților și a fundurilor de văi sub acțiunea sezonieră a proceselor actuale de modelare și mai ales microregionarea, după intensitatea acestora și a influenței orizonturilor acvifere, constituie un alt aspect ce nu trebuie neglijat. În analiza și caracterizarea formelor de eroziune și acumulare din lungul văilor, contribuția geomorfologică este la fel de valoroasă și importantă.

Analiza rupturilor de pantă din lungul văilor prin măsurători de amănunt asupra dimensiunilor și cauzelor lor servește, de asemenea, scopurilor hidroenergetice.

Pe baza tuturor acestor date, transpuse sub formă de *hărți geomorfologice speciale, de microregionare a văilor*, se pot face propuneri asupra modului de folosire a diferitelor porțiuni în lucrările de proiectare (baraje, lacuri de acumulare, linii de circulație, centre populate etc.). Cercetările asupra teraselor fluviatile se fac în același scop, precum și pentru stabilirea evoluției văilor.

În sfîrșit, o problemă specială o constituie *modul de dezvoltare a proceselor de eroziune și de acumulare*, în urma construcției barajelor și a formării lacurilor de acumulare, care duc la ridicarea bazei de eroziune și la schimbarea nivelului hidrostatic. Prevederea mersului proceselor de modelare în acest caz este de mare importanță pentru stabilitatea lucrărilor hidroenergetice. Ea cade tot în sarcina geomorfologiei.

VI. Domeniul construcțiilor urbanistice, rurale și industriale

În proiectele de sistematizare a centrelor urbane și rurale, ca și în cele industriale, studiul reliefului ocupă un loc special. În acest sens interesează *densitatea fragmentării și energia reliefului, valoarea pantelor și proceselor actuale de modelare*. De valorile cantitative și calitative ale acestora depinde stabilirea diferitelor zone de construcții pe suprafețe plane, slab înclinate sau cu înclinări accentuate. De aceleași elemente se ține seama la trasarea liniilor de circulație, a sistemelor de canalizare etc. Microregionările geomorfologice, cu stabilirea utilității sau funcției geomorfologice a diferitelor forme de relief, își găsesc o largă aplicare în astfel de lucrări de sistematizare și de dezvoltare industrială.

VII. Domeniul topografic, fotogrametric și cartografic

Valorificarea datelor geomorfologice nu este lipsită de interes nici în lucrările de ridicare topografică și mai ales în cele de *interpretare a fotogramelor*, tot în același scop. Modul de fragmentare a reliefului, raportul

genetic cu roca din bază, procesele de pantă și cele de modelare actuală a reliefului, a dinamicii lor, ușurează mult înțelegerea caracteristicilor morfologice ale reliefului, atît în lucrările de amănunt, cît și în cele de generalizare, în trasarea curbelor de nivel și a formelor specifice.

Aprofundarea noțiunilor de bază ale geomorfologiei de către topografi, fotogrametriști și cartografi va duce în viitor la rezultate și mai bune cu privire la îmbunătățirea bazei topografice a țării noastre.

În strînsă legătură cu problemele de geomorfologie aplicată, solicitate de diferitele domenii ale economiei naționale s-a dezvoltat *cartografia geomorfologică*, care constituie baza cea mai concretă a cercetărilor de teren, sub formă de hărți, la scară mare, diagrame, blocdiagrame (morfodiagrame) etc., necesare înțelegerii fenomenelor analizate.

De asemenea este necesar să subliniem importanța și mai largă a reliefului în cercetările de geografie aplicată, ca element principal al caracterizării condițiilor și a resurselor naturale, în vederea valorificării lor multilaterale sub raport economic.

C. GEOMORFOLOGIA APLICATĂ ÎN ROMÂNIA ȘI PERSPECTIVELE EI

Începuturile geomorfologiei aplicate la noi sînt însă mai vechi și ele s-au împletit strîns cu cele hidro- și geotehnice, de agricultură, topografie și cartografie, geologie și geografie. Dintre primele indicații în acest sens în domeniul geologogeografic se pot aminti o serie de lucrări, cum sînt cele ale lui *I. Simionescu* (1903), *Alex. Dimitrescu-Aldem* (1905), *Gr. Antipa* (1912), *C. Brătescu* (1924), *S. Mehedinți* (1933)[1] și alții. De o geomorfologie aplicată în sens modern se poate vorbi numai din momentul efectuării cercetărilor colective, speciale, pe suprafețe mari în jurul Hunedoarei, Reșiței, în Cîmpia Română, Dobrogea, Podișul Moldovei, Podișul Transilvaniei etc., urmărindu-se unele aspecte aplicative care interesau economia națională.

Extinderea lucrărilor geotehnice, agro- și silvo-ameliorative, pedologice, hidrologice, urbanistice etc., a impus necesitatea cunoașterii cît mai amănunțite a reliefului țării noastre sub toate raporturile și la scări variate.

Pe plan național, geomorfologia noastră aplicată s-a afirmat în mod colectiv cu ocazia *simpozionului național de geografie aplicată* de la Cluj[2], din 1966, iar *pe plan internațional,* în cadrul *Simpozionului internațional de geomorfologie aplicată* de la București, din 1967.[3]

Problemele de ordin practic analizate de geografii noștri pot fi grupate pe următoarele domenii:

— *domeniul agricol: N. Al. Rădulescu* (1963, 1967), *T. Morariu și colab.* (1967), *V. Tufescu* (1967), *V. Tufescu și colab.* (1967), *N. M. Popp* (1967),

[1] Discordanțe antropogeografice. B.S.R.G., LII, București.
[2] Vezi vol. Studia Universitatis Babeș-Bolyai, Cluj, seria geol.-geogr., fasc. 2, 1967.
[3] Vezi vol. Traveaux du Symp. intern. de géom. appliquée. Instit. de géol. et géogr., Buc., 1969.

A. Bogdan și colab. (1967), *M. Călinescu* (1967), *V. Băcăuanu* (1967), *M. Nemeș și colab.* (1967), *L. Badea* (1967), *G. Iacob* (1967).

— *domeniul sistematizărilor urbane și rurale: C. Barat* (1962), *C. Martiniuc* (1963), *V. Mihăilescu — C. Martiniuc* (1967), *T. Morariu* (1967), *C. Martiniuc — V. Băcăuanu* (1967), *M. Iancu — V. Velcea* (1967), *H. Grumăzescu — C. Grumăzescu* (1967) etc.

— *domeniul sistematizărilor regionale: P. Coteț* (1967), *Al. Savu* (1966, 1967), *Gr. Posea — N. Popescu* (1967), *I. Donisă* (1967), *S. Lupu* (1967), *I. Hîrjoabă — I. Donisă* (1967) etc.

— *domeniul hidrotehnic: P. Coteț (1953)*[1], *C. Martiniuc* (1967), *Gr. Posea și colab.* (1967), *I. Ilie* (1967), *E. Nedelcu* (1967), *I. Bojoi* (1967) etc.

— *domeniul geotehnic C. Barat* (1962, 1963), *Gr. Posea și colab.* (1967), *N. Popescu și colab.* (1967) etc.

Din această enumerare se desprinde varietatea problemelor de geomorfologie aplicată abordate.

Pentru viitor se impune intensificarea acestora, mai ales în domeniul sistematizărilor regionale și rurale, în domeniul agriculturii și al regularizării rețelei hidrografice.

În acest sens se impune extinderea cartografiei geomorfologice pe întreaga țară la scări mai mari: 1 : 500.000, 1 : 200.000 și chiar a hărților de detaliu: 1 : 100.000, 1 : 50.000 și 1 : 20.000, cu legende unitare.

De asemenea este necesară orientarea tezelor de doctorat spre latura aplicată a geomorfologiei, prin cît mai multe cercetări staționare, ca și publicarea unor lucrări de metodologie a cercetărilor de teren.

CONCLUZII GENERALE

Ca încheiere, la toate problemele expuse se poate trage concluzia că *geomorfologia are un obiect precis — relieful scoarței Pămîntului, care este foarte variat ca aspect, geneză și vîrstă.* Ea dispune de o metodă proprie de cercetare, *metoda geomorfologică,* care constă în analiza raportului dintre relief și dinamica scoarței terestre (endo- și exo- dinamica).

Legăturile cele mai strînse le are geomorfologia cu științele geologice și geografice, prin cele două laturi de bază ale ei *morfostructurală și morfosculpturală* (morfoclimatică).

Sub raport genetic, relieful scoarței terestre, privit în perspectiva largă a timpului și spațiului, se poate spune că este atît *politectonic* cît și *policlimatic* sau, într-un singur cuvînt, *poligenetic.*

De aici rezultă marea complexitate a formelor lui, în care se pot distinge în timp, două mari familii: *forme actuale,* care iau naștere sub ochii noștri, rezultate ale etapei actuale de evoluție, și *forme relicte* sau *moștenite,* care aparțin timpurilor mai vechi.

De asemenea, nu trebuie să fie uitate *formele fosile,* care se găsesc la diferite adîncimi sau nivele sub suprafața morfologică actuală, fiind aco-

[1] Canalul de aducțiune Brezoaele-Arcuda — lucrare întocmită pentru I.C.A.B.

perite cu depozite mai noi, cu grosimi variate, şi nici *formele exhumate* sau *dezgropate* (cele readuse la zi prin eroziune).

Din întreaga expunere a problemelor cuprinse în acest curs se impune să accentuăm asupra *ideii generale care a stat la baza concepţiei noastre* în legătură cu geneza reliefului terestru, aceea că agenţii interni constituie forţele de prim ordin care creează *relieful iniţial, primar* sau *structural* (reprezentat prin structurile orizontale, monoclinale, discordante, cutate, faliate şi eruptive), cu dimensiuni variate, peste care se suprapune acţiunea agenţilor externi.

Sub influenţa permanentă a acestora, relieful structural este transformat treptat în relief *erozivo-structural* (sau relieful derivat) şi apoi în *relief de eroziune*. Paralel cu acesta din urmă se dezvoltă şi *relieful de acumulare*, specific regiunilor joase de subsidenţă (fig. 250).

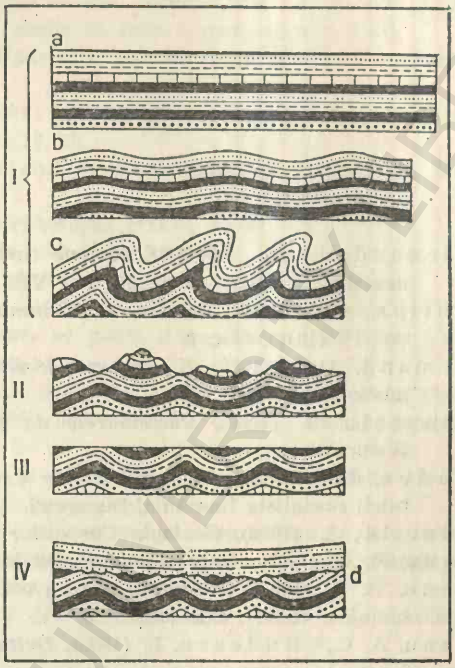


Fig. 250. Relieful iniţial şi evoluţia lui:
I — relief structural (*a* — structură orizontală; *b* — structură slab ondulată; *c* — structură cutată); *II* — relief erozivo-structural cu sinclinale suspendate; *III* — relief de eroziune — peneplenizat; *IV* — relief de acumulare, care fosilizează un relief vechi de eroziune (*d* — discordanţă).

Aceste patru mari categorii de reliefuri (structural, erozivo-structural, de eroziune şi de acumulare) reprezintă baza pe care trebuie axată teoria geomorfologică generală în viitor pentru cunoaşterea cît mai complexă a reliefului terestru.

BCU IAŞI / CENTRUL VECHI / LIBRARY

BIBLIOGRAFIE

Alexandru, M. (1960), *Fenomene carstice în tufurile calcaroase din Depresiunea Borsec*, Probl. de geogr., vol. VII.

Antipa, Gr. (1912), *Das Überschwemmungsgebiet der unteren Donau*. An. I.G.R., vol. IV (1910), fasc. 2.

Armand, D. L. (1950), *K voprosu o kinematike relefa*. Vopr. gheogr., nr. 21, Gheomorfologhiia.

Atanasiu, I. (1960), *Cutremurele de pămînt din România*. Ed. Acad. R.P.R., București.

Badea, L. (1967), *Subcarpații dintre Cerna Olteţului şi Gilort*. Ed. Acad. Republicii Socialiste România, București.

Băncilă, I. (1956), *Geologia Carpaţilor Orientali*. Ed. ştiinţ., București.

Banu, A. C. (1946), *Depresiunea Podenilor*. Rev. geogr. I.C.G.R., an. II, București.

Banu, A. C. (1961), *Observaţii asupra oscilaţiilor de nivel ale Mării Negre*. Hidrobiologia, vol. II, București.

Banu, A. C., Rudescu, L. (1965), *Delta Dunării*, Ed. ştiinţ., București.

Barat, C. A. (1962), *Géologie de la zone de la ville de Roman. Étude spécial portant sur sa période quaternaire*. Trav. Mus. Hist. Nat. „Gr. Antipa" (Bucarest), vol. III.

Barat, C. A. (1963), *La géomorphologie appliquée en Roumanie. Constatations et suggestions*. Revue de géomorphologie dynamique, an. XVI, nr. 10, 11, 12.

Barat, C. A. (1966), *Considérations sur quelques problèmes actuels de la géomorphologie appliquée*. Revue de géomorphologie dynamique, nr. 3.

Bărbuneanu, P. (1967), *Mările şi oceanele Pămîntului*. Ed. militară, București.

Başenina, N. V. şi colab. (1958), *O gheneticeskoi klassifikaţii relefa i prinţipî gheomorfologhiceskogo kartografirovania v bolşom masştabe*. Izv. Akad. Nauk. S.S.S.R., seria gheogr., nr. 1.

Baulig, H. (1928), *Le plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne*, Colin. Paris.

Baulig, H. (1950), *Essais de géomorphologie*. Les Belles Lettres. Paris.

Baulig, H. (1956), *Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie*. Paris.

Beliaevski, N. A., Fedinki, V. V. (1962), *Studierea adîncurilor subsolului globului pămîntesc şi problemele legate de forajul de mare adîncime*. An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 2.

Belousov, V. V. (1952), *Evoluţia tectonică a Globului*. Natura, nr. 3.

Belousov, V. V. (1954), *Osnovîie voprosu gheotektoniki*. Gosgheol. Moscova.

Bemmelen, R. W. (1933), *The undation theory*. Proceedings of the 16th session Intern. Geol. Congress. Washington.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Berindei, I. O. (1958), *Relieful structural din bazinul băii Leghia.* St. Univ. „V. Babeș-Bolyai", t. III, nr. 5, series II, fasc. 1, geol.—geogr., Cluj.

Bertrand, M. (1887), *La chaine des Alpes et la formation du continent européen.* Bull. Soc. géol. France, 3 série, 15.

Beaumont, Elie de (1829), *Recherches sur quelques unes des révolutions sur la surface du Globe.* Ann. Soc. Nat., 18, 19.

Billings, M. P. (1960), *Diastrophism and mountain building.* Bull. Geol. Soc. Amer. 71, nr. 4.

Birot, P. (1955), *Les méthodes de la morphologie.* P.U.F., Paris.

Birot, P. (1958), *Morphologie structurale,* vol. I, II, Paris.

Birot, P. (1959), *Précis de géographie physique générale.* A. Colin, Paris.

Birot, P. (1960), *Cycle d'érosion sous les différents climats.* Rio de Janeiro.

Birot, P., Dresch, J. (1966), *Pédiments et glacis dans l'Ouest des Etats Unis.* Ann. de géogr., nr. 411, LXXV, Paris.

Birot, P., Macar, P., Bakker, J. P. (1956), *Projet de programme de la Commission. Prel. Raports, Comm. Étude des versants.* Congr., Rio de Janeiro, Amsterdam.

Bleahu, M. (1957), *Captarea carstică și importanța ei pentru evoluția morfologică a regiunilor carstice.* Probl. de geogr., vol. V.

Bleahu, M., Rusu, T. (1964), *Propuneri pentru semnele convenționale ce urmează să fie utilizate în cartografierea regiunilor carstice.* Extras din „Studii de geologie tehnică", Seria F., nr. 5., București.

Bleahu, M., Rusu, T. (1965), *Carstul din România.* Lucr. Instit. de speologie „Emil Racoviță", t. IV.

Boci, S. G. (1946), *Snejniki i snejnaia eroziia v severnih ceastiah Urala.* Izv. vses. gheogr. obșc., nr. 2.

Boci, S. G. (1955), *Nabliudenia nad formami mikro- i mezoreliefa v cetverticinih otlojeniah, sviazannîmi s merzlotnimi proțessami.* Metod. rukov. po. izuc. geol. siemki cetv. otlojenii, vol. II, Moscova.

Bondarciuk, V. G. (1948), *Osnovi gheomorfologhii.* Moscova.

Bondarciuk, V. G. (1961), *Osnovnîie voprosi tektoroghenii.* Kiev.

Bourcart, J. (1949), *Géographie du fond des mers.* Payot, Paris.

Bout, P. (1970), *Problèmes du volcanisme,* V, Revue d'Auvergne, t. 84, nr. 1.

Brana, V. (1967), *Zăcămintele nemetalifere din România.* Ed. tehnică, București.

Brătescu, C. (1922), *Delta Dunării (geneza și evoluția ei morfologică și cronologică).* B.S.R.G., t. XLI.

Brătescu, C. (1941—42), *Curs de geografie generală. Hidrografia.* București.

Brătescu, C. (1967), *Opere alese.* Edit. științ., București.

Bryan, K. (1950), *The place of geomorphology in the geographic sciences.* Ann. Assoc. Am. geogr., vol. 40.

Bubnoff, S. (1938), *Über die Gerüsbildung der Erdrinde.* Natura, 26.

Bucher, W. H. (1933), *The deformation of the Earth's crust.* Princeton.

Burileanu, D. D. (1937—1938), *Citeva observări asupra structurii și reliefului în Carpații Meridionali în lumina ultimelor cercetări geologice.* Cercetări și studii geografice, seria II, vol. I, București.

BCU CLUJ UNIVERSITY LIBRARY

Büdel, J. (1948), *Das System der klimatischen Morphologie.* Deutscher Geographentag, München.

Cailleux, A. (1950), *Écoulement liquide en nappes et aplanisements.* Rev. de géom. dynamique, Paris.

Cailleux, A. (1960), *La géologie.* Colecția *Que sais-je?* Paris.

Cailleux, A. (1961), *Application à la géographie des méthodes d'étude des sables et des galets.* Rio de Janeiro, Brésil.

Cailleux, A., Tricart, J., (1955), *Modelé des chaînes plissées avec travaux pratiques.* Cours de géom., I-e partie, fasc. III, C.D.U., Paris.

Carol, H. (1963), *Zur Theorie der Geographie.* Festcher. z. 60. Geburstag von H. Bobek, Wien.

Cayeux, A. de (1969), *La science de la Terre* (Encyclopedie géographique). Bordas, Paris.

Călinescu, R. (1956), *Curs de geografia animalelor.* Min. Învăț., Lit. învăț., București.

Cernea, G. (1954), *Geologie generală,* Ed. tehnică, București.

Chardonnet, J. (1955), *Traité de morphologie, tome I, Relief et structure.* Paris.

Cholley, A. (1950), *Morphologie structurale et morphologie climatique.* Ann. géogr,. vol. 39, nr. 317.

Cholley, A., Clozier, R. (1952), *Géographie générale,* Paris.

Cioflică, G., *Studiul mineralogic și petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (munții Drocei).* An. Comit. geol., XXXII, București.

Cioacă, A. (1967), *Alunecările de teren de la Baia Verde* (Slănic) *și dinamica lor.* St. și cerc. de G.G.G., seria geografie, t. XIV, nr. 2.

Cloos, H. (1939), *Hebung — Spaltung — Vulkanismus.* Geol. Rundschau, 30, Zwischenh., 4 A.

Codarcea, Al. (1961), *Mineralogia.* Partea I. Editura didactică și pedagogică, București.

Codarcea Dessila, M. (1967), *Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România.* St. și cercet. de geologie, geofizică, geografie, seria geologie, nr. 1, t. 12.

Combaluzier, Ch. (1961), *Introduction à la géologie.* Ed. du Seuil., Paris.

Corbel, J. (1959), *Vitesse de l'érosion.* Zeitschr. für geom. Bd. 3, nr. 1.

Coteț, P. (1951), *Geomorfologie.* Cap. VI în *Man. Ing. de Mine,* vol. I, Ed. tehnică.

Coteț, P. (1953), *Probleme în legătură cu geomorfologia pantelor.* Rev. Univ. „C. I. Parhon" și a Institutului Politehnic, nr. 2.

Coteț, P. (1954), *Metode de reprezentări cartografice.* Ed. tehnică, București.

Coteț, P. (1955), *Carstul și problemele practice.* Natura, nr. 6.

Coteț, P. (1956), *Citeva observațiuni asupra formării lacurilor și rețelei de văi secundare din Cimpia Română.* An. Univ. C. I. Parhon, seria Șt. naturii, nr. 10.

Coteț, P. (1957), *Cimpia Olteniei, studiu geomorfologic.* Edit. științifică, București.

Coteț, P. (1957), *Procese morfogenetice actuale pe teritoriul țării noastre.* An. rom. sov., seria geol.-geogr., nr. 4.

Coteț, P. (1960), *Contribuție la studiul martorilor de eroziune.* Com. de geol.-geogr. (1957—1959), vol. I, S.S.N.G., București.

Coteț, P. (1966), *Litoralul Mării Negre între Eforie și Costinești* (cu privire specială asupra lacului Techirghiol), Hidrobiologia, t. 7.

Coteț, P. (1966), *La géomorphologie et ses subdivisions. Cahiers de géogr.* de Québec, nr. 19.

Coteț, P. *La répartition des criostructures pléistocènes sur le territoire de la Roumanie.* Bul. Perygl., no. 15.

Coteț, P. (1967), *Europa și Asia — geografie fizică.* Ed. did. și ped. București.

Coteț, P. (1967), *Problèmes de géomorphologie historique en Roumanie. La pénéplanation des Carpates occidentales et méridionales.* Ann. de géogr., nr. 217.

Coteț, P. (1969), *Suprafețele geomorfologice înclinate de tip piemont, pediment, glacis și studiul lor.* St. cerc. de G.G.G., seria geogr., t. XVI, nr. 2.

Coteț, P. (1970), *Magmatismul carpatic din România și influența lui asupra reliefului.* St. cerc. de G.G.G., seria geogr., t. XVII, nr. 1.

Coteț, P. (1970, a), *Delta Dunării — geneză și evoluție.* Peuce. St. cerc. de Șt. naturii. Muzeul Delta Dunării, Tulcea.

Cotton, C. A. (1961), *The theory of Savanna planation.* Geography, 46, n. 2.

Crickmay, C. H. (1933), *The later stages of the cycle of erosion.* Geol. Mag., nr. 70.

Čvijič, J. (1893), *Das Karstphänomen.* Abh. V., 3, Viena.

Daly, R. A. (1940), *Strength and Structure of the Earth.* New York.

Dana, J. (1873), *Results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the interior.* Amer. Journ., 5—6.

David, M. (1922), *Cercetări geologice în podișul Moldovenesc.* An. Inst. geol. rom., vol. IX (1915—1920), București.

Davis, W. M. (1899), *The Geographical Cycle.* Geogr. Journal, XIV.

Davis, W. M. (1899), *La pénéplaine.* Ann. de géogr., VIII.

Davis, W. M. (1912), *Die erklärende Beschreibung der Landformen.* Leipzig.

Davis, W. M. (1930), *Rock floors in arid and in humid climates.* Journ., Geol., vol. 39.

Demangeot, J. (1965), *Géomorphologie des Abruzzes adriatiques.* Mém. et doc. Centre Nat. de la Recherche scien., Paris.

Demangeot, J. (1967), *Les tendances de la géomorphologie française.* Acta geographica (janv.—mars).

Dépéret Ch. (1918), *Essai de coordination chronologique générale des temps quaternaires.* C. r. Acad. Sci., Paris.

Derruau, M. (1966), *Les volcans.* Géogr. gle., Encycl. de la Pleiade, Paris.

Derruau, M. (1969), *Les formes du relief terrestre* — notions de géomorphologie, Masson, Paris.

Dedkov, A. P. și colab. (1964), *Osnovie tipi povernostei viravnivania platformennih oblastei i klimatolandsaftnie uslovia ih formirovania.* Probl. povern., vîravn. Izd. Nauka, Moscova.

Devdariani, A. S. (1950), *Kinematika relefa.* Vopr. gheogr., 21, Gheomorf.

Dimitrescu, Al. Aldem (1915), *Citeva puncte cardinale în ale geografiei.* Prima serie, București.

Dimitrescu, R. (1966), *Probleme ale structurii scoarței terestre.* Natura, seria geogr.,-geol., nr. 5.

Dorywalski, M. (1954), *Matematyczno-statystyczne metody w geomorfologii.* Przeglad Geogr., t. 25, fasc. 1.

Drăghindă, I. (1966), *Aerofotografia în cercetările geologice.* Ed. tehnică, București.

Dragoș, V. (1957), *Deplasări de teren.* Ed. științifică, București.

Dresch, J. (1957), *Pédiments et glacis d'érosion.* Inf. géogr., nr. 5.

Dresch, J. (1966), *La zone aride.* Géogr. gle., Encycl., de la Pleiade, Paris.

Du Toit, A. L. ((1957), *Our wandering continents.* London.

Dumitrescu, I. (1962), *Curs de geologie structurală cu principii de geotectonică și cartare geologică.* Ed. did. ped., Buc.

Dumitrescu, I., Săndulescu, M. (1968), *Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates Roumains et de leurs avant-pays An.* Com. de Stat al geol. vol. XXXVI, București.

Dylik, J. (1952), *The concept of the périglacial cycle in Middle Poland.* Bull. Soc. Sci. Lettr. Lodz, vol. 3.

Dylik, J. (1953), *Periglacial investigations in Poland.* Bull. Soc. Sci. Lettr. Lodz, vol. 4, nr. 2.

Dylik, J. (1958), *Notion et méthodes de la géomorphologie dynamique.* Studia z geom. dynamicznej, Acta geogr., 8, Lodz.

Dylik, J. (1963), *Caractères du développment de la Géomorphologie moderne.* Bull. Soc. Sci. Lettr. Lodz, vol. V, nr. 3.

Dylik, J. (1968), *Notion du versant en géomorphologie.* Bul. de la Acad. Pol. de Sc. Série des sci. géol. et géogr., vol. XVI, nr. 2.

Emery, K. O. (1966), *Caracteristicile șelfurilor și pantelor continentale.* Noutăți în geologie—geofizică, nr. 1, 1967, Ministerul Petrolului.

Engeln, O. D. (1948), *Geomorphology.* New York, The Macmillan Company.

Enjalbert, H. (1966), *Les formes du terrain dans la zone temperée.* Géogr. gle, Encycl. de la Pleiade, Paris.

* * * *Les données de la structure.*

Fedorovici, B. A. (1954), *Studiul acțiunii eoliene și cercetarea nisipurilor și loessului.* Caiete de traduceri pentru cadrele universitare. Studii de geografie II, București.

Florea, N. (1963), *Curs de geografia solurilor cu noțiuni de pedologie.* Ed. did.-ped., București.

Florea, N. (1964), *Cercetarea solului pe teren.* Ed. științifică, București.

Gavrilov, M. D. (1952), *Nekotorîe osobennosti razvitiia gornîh recinîh dolin.* Gheogr., sbornik T. Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R., Moscova.

Gâștescu, P. (1962), *Relieful submarin al Oceanului Planetar.* Natura, seria geogr.—geol., nr. 3.

Gâștescu, P. (1963), *Lacurile din R.P.R. (geneză și regim hidrologic).* Ed. Acad. R.P.R., București.

Gherasimov, I. P. (1946), *Opît gheomorfologhiceskoi interpretații obșcei shemi gheologhiceskogo stroenia SSSR.* Vopr. fiz. gheogr., vol. 12.

Gilbert, K. G. (1877), *Report on the geology of the Henry Mountains.* Washington.

Giușcă, D. (1963), *Petrologia rocilor endogene,* Ed. didactică și pedagogică, București.

Gîrbacea, V. (1956), *Piemontul Călimanilor.* Studii și cercetări de geol. geogr., Acad. R.P.R. filiala Cluj, an. VII.

Goguel, J. (1952), *Traité de tectonique.* Masson, Paris.

Gorșkov, G. D., Iakușova, A. F. (1962), *Obșceaia gheologhiia.* Moscova.

Grigore, M., Popescu, Dida, Popescu, N. (1965), *Relieful crio-nival din Munții Banatului.* Studii și cercetări de geologie, geofizică, geografie, seria geografie, t. 12, nr. 2.

Grigore, M., Popescu, Dida, Popescu, N. (1967), *Relieful structural din defileul Dunării și Munții Almăjului.* Natura, seria geografie-geologie, nr. 1.

Grumăzescu Horia (1960), *Forme de relief carstic în masivele de sare din depresiunea subcarpatică „Între Rîmnice".* Probl. de geografie, vol. VII.

Gugiuman, I. (1958), *Depresiunea Huși,* Ed. științifică, București.

Guilcher, A. (1954), *Morphologie littorale et sous-marine.* P.U.F., Paris.

Gutenberg, B. (1943), *Seismological evidence for the roots of mountains,* Bull. Geol. Soc. Amer., 54, nr. 4.

Haarmann, H. (1930), *Die Oszillations-Theorie.* Berlin.

Hain, V. I. (1961), *Osnovîe etapî razvitia gheotektoniki.* Jizn Zemli, nr. 1, Moscova.

Hamelin, L. E. (1963), *Cartographie géomorphologique appliqueé en périglaciaire.* Cahiers de géogr. de Québec, vol. VII, nr. 14.

Hamelin, L. E. (1964), *Géomorphologie. Géographie globale-géographie totale.* Cahiers de géogr. de Québec, no. 16.

Heim, A. (1878), *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung.* Basel.

Holmes, A. (1947), *Principles of physical geology.* Londra.

Iancu, S. (1964), *Procese morfologice actuale în masivul Paring.* An. șt. Univ., București, nr. 28.

Iancu, M. (1956), *Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților.* Roum. de géol., géophys. et géogr. série de géol., t. 11, nr. 1.

Ianovici, V., Florea, N. (1963), *Tipurile de scoarță de alterare și răspîndirea lor pe teritoriul R.P.R.,* St. pedologice, II, București. Probleme de geografie, vol. IV.

Ianovici, V. și colab. (1967), *Carte métanogénique de la Roumanie.* Revue

Ilie, I., Grigore, M. (1962), *Forme de relief carstic dezvoltate pe roci vulcanice în masivul Harghitei și Depresiunea Ciucurilor.* Natura, seria geografie-geologie, nr. 5.

Ilie, I., Grigore, M., Popescu, N. (1967), *Laboratorul de geomorfologie, ajutor prețios în activitatea didactică.* Natura, seria geografie-geologie, nr. 1.

Ilie, M. (1951), *Geologie generală.* Man. ing. de mine, vol. I, București.

Ilie, M. (1956), *Alcătuirea geologică a pămîntului românesc.* Ed. șt. București.

Jahn, A. (1954), *Denuddacyjny bilans stoku (Balance de dénudation du versant).* Czasopismo geogr., t. 25, nr. 1—2.

Jahn, A. (1956), *Slope research studies in Poland.* Przeglad geogr., t. 28, supplement.

Jaudel., Tricart, J. (1958), *Les précurseurs anglo-saxons de la notion davisienne de cycle d'érosion.* Revue générale des sciences, t. LXV, nr. 7—8.

Johnson, D. (1919), *Shore Processes and Shoreline Development.* New York.

Johnson, D. (1940), *Memorandum.* Ann. Assoc. of Am. Geogr., vol. 30.

Joly, F. (1962), *Principes pour une méthode de cartographie géomorphologique.* Bull. de l'Assoc. des géogr. français, nr. 309—310.

Journaux A., Taillefer Fr. (1966), *Les facteurs de l'érosion. Introduction à la morphologie climatique.* Géogr. gle, Encycl. de la Pleiade, Paris.

Kádár, L. (1962), *Erdausdehnung, Meeres- und Kontinenten Entwicklung, Polwanderung und Klima,* Acta geogr. Debrecina, t. VIII, 1.

Kalesnik, S. V. (1959), *Bazele geografiei fizice generale.* Ed. ştiinţifică, Bucureşti.

Kamanin, L. G., Korjuev, S. S. (1961), *O polojenii gheomorfologhii v sisteme nauk.* Izv. Akad. Nauk S.S.S.R., seria gheogr., nr. 4.

Katterfeld, G. N. (1962), *Lik zemlii i ego proishojdenie.* Geol. izd. gheogr. lit., Moscova.

King, L. C. (1949), *The pediment landform. Some curent problems.* Geol. Magazine, vol. 86.

King, L. C. (1950), *The study of the world's plainlands: a new approach in geomorphology.* Quart. Jour. Geol. Soc., vol. 196, London.

King, L. C. (1953), *Canons of landscape evolution.* Bull. Geol. Soc. America, vol. 64, nr. 7.

King, L. C. (1967), *The morphology of the Earth.* Oliver and Boyd. Edinburgh-London.

Kober, L. (1942), *Tektonische Geologie.* Berlin.

Kocegura, V. V. (1962), *Metode paleomagnetice de corelare a vîrstei rocilor.* An. rom.-sov., seria geologie-geografie, nr. 1.

Kossmat, F. (1937), *Paläogeographie und Tektonik.* Berlin.

Kraus, E. (1951), *Vergleichende Baugeschichte der Gebirge.* Berlin.

Kraus, E. (1959), *Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane.* Berlin.

Krivoluţkii, A. F., Hain, V. F. (1961), *Gheograficeskaia zonalnost veduşcih ekzoghennîh proţessov.* Jizn Zemli, nr. 1, Moscova.

Kropotkin, P. N. (1951), *Teoria cosmogonică a lui O. I. Schmidt şi structura Pămîntului.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 5.

Kropotkin, P. N. (1953), *Datele geofizice actuale privitoare la structura Pămîntului şi problema genezei magmei bazaltice şi granitice.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 5.

Kropotkin, P. N. (1959), *Paleomagnetismul, stratigrafia şi geotectonica.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.

Kropotkin, P. N. (1964), *Sootnoşenie poverhnostnoi i glubinnoi structurî i obşciaia harakteristika dvijenii zemnoi korî,* în vol. *Stroenie o razvitie zemnoi korî.* Akad. Nauk. S.S.S.R., Moscova.

Ksiazkiewicz, M. (1951), *Geologia dynamiczna.* Varşovia.

Kuzneţov, S. S. (1956), *Gheologhiia (Dinamiceskaia gheologhiia).* Moscova.

Lapparent, A. de (1907), *Leçons de géographie physique.* Paris.

Leontiev, O. K. (1961), *Osnovî gheomorfologhii morskih beregov.* Moscova.

Leopold, L. B., Wolman, M. G., Miller, J. P. (1964), *Fluvial processes in geomorphology.* W. H. Freeman and Company, San Francisco, London.

Licikov, B. L. (1945), *O gornîh denudaţionnîh poverhnostiah.* Izv. vses. gheogr., obsc., vol. 77, nr. 4.

Lobeck, A. K. (1939), *Geomorphology.* New York—London.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Louis, H. (1957), *Rumpfflächenproblem, Erosionscyclus und Klimageomorphologie* geom. st. Machatschek-Festschrift.
Louis, H. (1960), *Allgemeine Geomorphologie.* Vol. I., Berlin.
Lupei, N. (1968), *Geologia minieră.* Ed. tehnică, București.
Lyell, Gh. (1832—1833), *Principles of geology.* Londra.
Mac Gee, W. J. (1897), *Sheetflood erosion.* Bull. Geol. Soc. Amer., vol. VIII.
Macar, P. (1946), *Principes de géomorphologie normale.* Liège.
Macarovici, N. (1963), *Unele observații în legătură cu problema glaciațiunii cuaternare din Carpații Orientali.* Natura, seria geogr.-geol. nr. 4.
Macarovici, N. (1968), *Geologia Cuaternarului.* Ed. did.-ped., București.
Machatschek, F., (1949), *Geomorphologie.* 3 Aufl., Leipzig.
Macovei, G. (1954), *Geologie stratigrafică (cu privire specială la teritoriul R.P.R.).* Ed. tehnică, București.
Magnițki, V. A., Kalașnikova, I. V. (1963), *Dezvoltarea scoarței terestre.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 2.
Mammerickx, J. (1964), *Pédiments désertiques et pédiments tropicaux* în *Vol. jubiliaire „M. A. Lefèvre"* Acta geogr., Lovaniensia, vol. 3, Louvain.
Manilici, V. (1965), *Curs de mineralogie și petrografie.* Ed. didactică și pedagogică, București.
Markov, K. K. (1948), *Osnovnie problemî gheomorfologhii,* Moscova.
Markov, K. K. (1961), *Cauza perioadei glaciare.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.
Martonne, Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Carpates méridionales).* Rev. ann. de géogr., I, Paris.
Martonne, Emm. de (1910), *Le climat facteur de relief.* Scientia.
Martonne, Emm. de (1948), *Traité de géographie physique.* Vol. II, *Le relief du sol.* Colin, Paris.
Martiniuc, C. (1954 a), *Geomorfologia tipurilor de pante din regiunea Bîrladului.* D.d.S. ale șed. Comit. geol., vol. XXXVIII (1950—1951).
Martiniuc, C. (1954 b), *Pantele deluviale. Contribuții la studiul degradărilor de teren.* Probl. de geogr., vol. I.
Martiniuc, C. (1956), *Cercetări geomorfologice în regiunea Baia-Suceava.* An. șt. Univ. „Al. I. Cuza" din Iași (seria nouă) sect. II, șt.nat.-geogr., vol. II, fasc. 2.
Martiniuc, C. (1963), *Cercetări de geomorfologie aplicată în sprijinul sistematizărilor urbane și rurale din Moldova.* Anal. șt. Univ. Iași, II, secția 9.
Mateescu, F. (1959), *Terasele Bistrei.* Probleme de geografie, vol. VI.
Maxim, I. Al. (1957), *Forme de captări în evoluția rețelei hidrografice române.* Bul. Univ. „Babeș-Bolyai", Șt. nat., vol. I, nr. 1—2.
Mehedinți, S. (1930), *Terra.* I, II. Ed. „Națională" „S. Ciornei", București.
Mehedinți, S. (1967), *Opere Alese.* Ed. științifică, București.
Meșceriakov, I. A. (1956), *Unele particularități ale situației actuale ale geomorfologiei în străinătate.* An. rom.-sov., seria geogr.-geol., nr. 3.
Meșceriakov, I. A. (1959), *Suprafețele poligenetice de aplatizare.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 3.
Mihăilescu, I. A. (1951), *Geologia tehnică,* cap. VIII, man. ing. de Mine, vol. I, Ed. tehnică.

Micalevich-Velcea, Valeria (1961), *Masivul Bucegi (studiu geomorfologic).* Ed. Acad. R.P.R. București.

Michot, P. (1965), *Les orogénes en ajoutera* (Die Grundorogen) Freib. Forschungsheft, C. 190, Geologia.

Mihăilescu, N. (1954), *Geologia tehnică,* vol. I. Ed. tehnică, București.

Mihăilescu, N. Șt., Bera, Al., Givulescu R., Șoneriu I. (1964), *Geologie și paleontologie.* Ed. didactică și pedagogică, București.

Mihăilescu, V. (1938), *Terasele fluviatile.* B.S.R.G., vol. LVI.

Mihăilescu, V. (1939), *Porniturile de teren și clasificarea lor.* Rev. geogr. rom., an. II, fasc. II—III.

Mihăilescu V. (1963), *Carpații sud-estici.* Ed. științifică, București.

Mihăilescu, V. (1966), *Dealurile și cîmpiile României.* Ed. științifică, București.

Mînzăraru, L. (1965), *Studiul mineralogic și petrografic al corpului subvulcanic din partea de NV a Munților Birgău.* Comit. Geol., Studii tehnice și econ., seria I, Min. — Petr., nr. 1, București.

Morariu, T. (1937), *Viața pastorală în Munții Rodnei.* Studii și cercetări de geografie, vol. II, București.

Morariu, T. (1945), *Cîteva considerațiuni geomorfologice asupra crovurilor din Banat.* Rev. geogr., vol. II.

Morariu, T., Gîrbacea V. (1966), *Quelques observations au sujet des processus de versant de la Dépression de Transylvanie.* Revue roum. de Géol. Géophys. et Géogr., série de Géogr., t. 10. nr. 2.

Moret, L. (1955), *Précis de geologie.* Paris, Masson.

Moțoc, M., Trăsculescu, Fl. (1959), *Eroziunea solului pe terenurile agricole și combaterea ei.* Ed. agro-silvică de stat, București.

Mrazec, L. (1931), *Originea reliefului tectonic major al globului terestru.* B.S.R.G., t. L., București.

Mrazec, L. (1938—1939), *Curs general de minerale și roci.* Partea a doua. Ed. fond. univ. „L. Mrazec", București.

Murgoci, G. (1957), *Opere alese.* Ed. Acad. R.P.R., București, of. Am., vol. 51.

Murgoci, G. (1911), *Zonele naturale de soluri în România,* An. I. G. al României vol. IV, (1910, fasc. 1).

Murray, A. W. (1944), *Submarine Mountains in the Gulf of Alaska.* Bull. Geol. World. Ann. of the Assoc. of Am. geogr., vol. 58, nr. 1.

Murphy, R. E. (1968), *Annals Map Supplement number nine.* Landforms of the Soc. Geogr. „D. Cantemir".

Naum, Tr., Giurescu, M., Butnaru, E. (1962), *Vulcano-carstul din masivul Căliman.* An. șt. Univ., nr. 32, seria șt. nat. geol.-geogr., București.

Naumann, K. Fr. (1950—54), *Lehrbuch der Geognesie.* Leipzig.

Năstase, Gh. I. (1935), *Văile submarine ale Dunării, Cogîlnicului, Nistrului și Niprului.* B.S.G., LIV, București.

Năstase, Gh. I. (1937), *„Centum monticului". Contribuții la studiul geografiei fizice și umane a alunecărilor de teren din basinul Prutului mijlociu.* Lucr.

Nedelcu, E. (1959), *Aspecte structurale și litologice în morfologia glaciară a Munților Făgăraș.* Probl. de geogr., vol. VI.

Nedelcu, E., Dragomirescu, Ș. (1965), *Influențe litologice și structurale în relieful Dobrogei de Nord.* St. și cerc. de G.G.G., seria geogr., t. XI, nr. 1.

Niculescu, Gh. (1965), *Munții Godeanu. Studiu geomorfologic.* București.
Oghievschi, A. V. (1955), *Hidrologia uscatului.* Buc., I.D.T. (trad. din l. rusă).
Ollier, C. D. (1968), *Open sistems and dynamic echilibrium in geomorphology.* Austr. geogr. Studies, vol. VI, 2.
Oncescu, N. (1959), *Geologia R.P.R.* Ed. tehnică, București.
Orghidan, N. (1937), *Munții Baraolt.* „Volum omagial lui C. Kiriţescu". București.
Orghidan, N. (1969), *Văile transversale din România. Studiu geomorfologic.* Ed. Acad. R.S.R., București.
Orghidan, Tr. și colab. (1965), *Harta regiunilor carstice din România.* Lucr. Instit. de speologie „Emil Racoviță", t. IV.
Papiu, V. C. (1956), *Erupții vulcanice submarine.* Ed. șt., București.
Papiu, V. C. (1960), *Petrografia rocilor sedimentare.* Ed. științifică, București.
Passarge, S. (1904), *Rumpfflăche und Inselberge.* Zeitschr. d. d. geol. Ges. Protokolle.
Pascu, M., Stelea, V. (1963), *Manual practic de geologie tehnică.* Ed. tehnică, București.
Paucă, M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale Munților Apuseni.* An. Com.
Peahă, M. (1947), *Asupra alunecărilor de teren pe pantă structurală în regiunea Blaj-Argeș.* Rev. geogr., I.C.G.R., an. III, fasc. 4.
Pecsi, M. (1958), *Darstellung der Reliefformen des Festlandes.* Földr. Közl., nr. 1.
Pedro, G. (1968), *Distribution des principaux types d'alteration chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique.* Revue de géogr. physique et de géol. dynamique, vol. X, fasc. 5.
Peel, R. F. (1966), *The Landscape in aridity.* Inst. of British Geogr. Trans. 38, June.
Péguy, Ch. P. (1957), *Éléménts de statistique appliquée aux sciences géographiques.* Paris.
Peive, A. V. (1956), *Legătura sedimentării, cutării, magmatismului și zăcămintele de minereuri, cu fracturile de adîncime. Principalele tipuri de fracturi de adîncime.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.
Penck, A. (1866—67), *Über Denudation der Erdoberfläche.* Schrift. Ver z. Verbr. naturwiss. Kenntnisse, 27, Viena.
Penck, A. (1894), *Die Morphologie der Erdoberfläche.* Bd. 1, Berlin.
Penck, A. (1905), *Climate features in the land surface.* Ann. Journ. of. Sci., vol. 19.
Penck, A. (1919), Die Gipfelflur in Alpen. Sitzungber. Preuss, Akad. Wiss.-math. phys. Klasse, XVII, Berlin.
Penck, A., Brückner E. (1909), *Die Alpen im Eiszeitalter.* Leipzig.
Penck, W. (1924), *Die morphologische Analyse,* Stuttgart.
Pernavorski, L. (1964), *A mathematical method of correlating plain levels with rythms in correlative deposits.* Geogr. Polonica nr. 2.
Piotrovskii, V. V. (1961), *Gheomorfologhia s osnovami gheologhii.* Gheodezizdat, Moscova.
Platagea, Gh. (1959), *Studiul ploilor torențiale pe teritoriul R.P.R. și influența lor asupra scurgerii.* Met. Hidr. și gosp. apelor, nr. 4.
Pop, Gh. (1957), *Contribuții la stabilirea virstei și a condițiilor morfoclimatice în geneza suprafeței de eroziune Mărișel din Munții Gilăului.* St. și cercet. de geol.-geogr., Fil. Cluj a Acad. R.P.R., an VIII, nr. 3—4.

Pop, Gh. (1962), *Istoria morfogenetică a vechii suprafețe de eroziune „Fărcaș" din Munții Gilăului (Munții Apuseni).* Studia Univ. Babeș-Bolyai, series geol.—geogr., fasc. 1.

Popa, Gh. (1961), *Cîteva observații asupra unor structuri criogenetice din depresiunea Praid-Sovata,* Probleme de geografie, vol. VIII.

Popescu-Voitești, I. (1921), *Elemente de geologie generală (cu o privire generală asupra geologiei României),* București.

Popov, I. V. (1959), *Injenernaia gheologhiia.* Moscova.

Popp, N. (1938), *Subcarpații dintre Dîmbovița și Prahova.* București.

Popp, N. (1947), *Raporturi geografice între formă, rocă și structură.* Vol. Cursuri I.C.G.R., București.

Posea, Gr. (1962), *Țara Lăpușului.* Ed. științifică, București.

Potapov, I. I. (1961), *Schema clasificării formelor tectonice.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 1.

Potapov, I. I. (1963), *Dezvoltarea geologică a Pămîntului.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 3.

Powel, J. W. (1875), *Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries.* Washington.

Prisnea, E. (1960), *Geneza și dezvoltarea Cîmpiei Române (privire specială asupra Burnasului).* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 1.

Rădulescu, D. (1965), *Petrografia rocilor sedimentare.* Ed. didactică și pedagogică. București.

Rădulescu, D. și colab. (1964), *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Munților Gurghiu.* An. Comit. Geol., vol. XXXIII.

Rădulescu, I. (1956), *Observații geomorfologice în Cîmpia Română.* Probleme de geografie, vol. IV.

Rădulescu, N. Al. (1936), *Vrancea,* București.

Rădulescu, N. Al. (1959), *Răspîndirea alunecărilor de teren în R.P.R.,* Probleme de geografie, vol. VI.

Rădulescu, N. Al. (1964), *Contribuția geografiei la lucrările de ameliorații agricole și de sistematizare a teritoriului R.P.R.,* Natura, seria geografie-geologie, nr. 4.

Răileanu, Gr., Pauliuc, S. (1959), *Geologia generală.* Ed. didac. și ped., București.

Răileanu, Gr., Grigoraș, N., Oncescu, N., Pasca, N. (1963), *Geologia zăcămintelor de cărbuni.* Ed. tehnică, București.

Ramsay Andrew Crombie (1878), *The physical geology and geography of Great Britain.* Londra.

Richthofen, v. F. (1900—1903), *Geomorphologische Studien Ostasien,* Sitzg. Berichte Berliner Akademie.

Rittmann, A. (1967), *Vulcanii și activitatea lor.* Ed. tehnică, București.

Roșca, I., Dumitriu, G. (1934), *Terminologia geografică.* București.

Roșu, Al. (1967), *Subcarpații Olteniei dintre Motru și Gilort.* Ed. Acad. R.S.R., București.

Ruhin, L. B. (1958), *Problema originii glaciațiilor continentale.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 3.

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Ruhin, L. B. (1966), *Bazele litologiei — ştiinţa rocilor sedimentare.* Bucureşti.

Rücklin, H. (1963), *Die Entstehung des Grossreliefs der Erde.* Geogr. Zeitschrift, 51, 596, 3. Heft.

Saulea, E. (1967), *Geologie istorică.* Ed. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Sawicki, L. (1912), *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens.* Bull. Intern. de l'Acad. polonaise des Sci. et Lit.

Scheidegger, A. E. (1961), *Theoretical geomorphology.* Berlin.

Sencu, V. (1963), *Cercetări asupra carstului din jurul localităţii Anina (Banat).* Probleme de geografie, vol. X.

Sencu V. (1968), *La carte du karst et du clasto-karst de Roumanie.* Rev. de G.G.G., série de géographie, t. 12, nr. 1.

Silvestrov, S. I. (1955), *Relief zemlevedenii (v erozionnih raionah).* Moscova.

Simionescu, I. (1903), *Contribuţiuni la geologia Moldovei dintre Siret şi Prut.* Bucureşti.

Simionescu, I. (1931), *Tratat de geologie.* Ed. Cartea Românească, Bucureşti.

Sitter, U. L. de (1956), *Structural Geology.* London.

Sîrcu, I. (1953), *Piemontul Poiana Nicoreşti.* Şt. şi cerc. şt., filiala Iaşi, an. IV, nr. 1—4.

Sîrcu, I. (1955), *Valea Siretului în sectorul raionului Paşcani şi problema genezei şeii de la Ruginoasa. Aspecte geomorfologice.* Probleme de geografie, vol. II.

Small, R. J. (1970), *The Study of Landforms.* Cambridge University Press.

Socolescu, M. (1967), *Geofizică.* Ed. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Sokolov, D. S. (1951), *Condiţiile fundamentale ale dezvoltării carstului.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 5.

Someşan, L. (1948), *Consideraţiuni geomorfologice asupra Munţilor Căliman.* Lucr. Inst. geogr. Univ. Cluj, vol. VII (1947).

Soulier, P. (1925), *Le relief de la terre. Ses origines, ses lois, son évolution.* Paris.

Spiridonov, A. (1952), *Gheomorfologhiceskoe kartografirovanie.* Izd. gheogr. lit., Moscova.

Stăncescu, C. (1966), *Suprafeţele de netezire din partea vestică a Depresiunii Haţegului.* Stud. şi cercet. de G.G.G., seria geogr. t. XIII, nr. 1.

Staub, R. (1928), *Der Bewegungsmechanismus der Erde.* Berlin.

Stille, H. (1924), *Grundfragen der vergleichenden Tektonik.* Berlin.

Stille, H. (1953), *Der geotectonische Werdegang des Karpatesbogens.* Hannover.

Stovas, M. V. (1961), *Unele regularităţi în distribuţia geografică a platformelor şi cutărilor.* An. rom.-sov., seria geol.,-geogr., nr. 2.

Strahler, A. N. (1952), *Dynamic basis of geomorphology.* Bull. Soc. Geol. Am. vol 63.

Strahler, A. N. (1963), *The Earth sciences.* Harper and Row Publishers. New York—London.

Strahov, N. M. (1948), *Osnovî istoriceskoi gheologhii.* Ceast I, Gos. geol., Moscova.

Suess, E. (1888), *Das Antlitz der Erde.* Bd. 2, Leipzig.

Şatski, N. S. (1953), *Durata formării cutelor şi fazelor de cutare.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 2.

BCU Cluj / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Șcerbakov, D. I., Bubleinikov, F. S. (1951), *Zemnaia kora i gheologhiceskie proțessi.* Moscova.

Șciukin, I. S. (1946), *Opit gheneticeskoi klassifikații form relefa.* Sb. vopr. gheogr., vol. I.

Taillefer, Fr. (1966), *Paysages glaciares et périglaciares.* Géogr. gle, Encycl. de la Pleiade, Paris.

* * * *Peysages littoraux.* Idem.

Termier, H. și Termier, G. (1956—1957), *Traité de géologie: L'évolution de la Lithospère,* II, Orogenèse. Masson, Paris.

Thorbecke, P. (1927), *Morphologie der Klimazonen.* Düsseldorfer Geogr. Vorträge u. Erörterungen.

Thornbury, W. (1958), *Principles of Geomorphology.* London.

Thornbury, W. (1965), *Regional geomorphology of the United States,* New York.

Timofeev, D. A. (1963), *Geomorfologia cîmpiilor de acumulare lacustro-aluvionare.* An. rom.-sov., seria geol.-geogr., nr. 4.

Trendall, A. F. (1962), *The formation of „apparent peneplains"* by a process of combined laterisation and surface wash. Z.h., Geomorph., nr. 2.

Tricart, J. (1952), *Conditions anciennes et actuelles de la genèse des pènèplaines.* Reprinted from Proceedings VIII, General Assembly, XVII th Congress Intern. Geogr. Union, Washington.

Tricart, J. (1954), *Un complèment des cartes géologiques — les cartes géomorphologiques.* Extr. din Bull. de la Soc. géol. de France, seria a 6-a, vol. IV.

Tricart, J. (1956), *Un instrument au service de l'agronomie — les cartes géomorphologiques.* Sols africains. Vol. IV, nr. 1.

Tricart, J. (1956), *Étude expérimental du problème de la gélivation.* Biul. Perygl., nr. 4.

Tricart, J. (1956), *Les problèmes de la classification des faits géomorphologiques.* Ann. de géogr., LXV, nr. 349.

Tricart, J. (1957), *Application du concept de zonalité à la géomorphologie.* Extr. din „Tydschrift van het Konin. Nederlands akardrojkundig genoechap, an. LXXIV, br. 3, Leiden.

Tricart, J. (1962), *L'épiderme de la terre. Esquisse d'une géomorphologie appliquée.* Paris.

Tricart, J. (1964), *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Masson, Paris.

Tricart, J., Cailleux, A. (1953), *Le modelé des pays froids,* fasc. 1. *le modelé glaciaire et nival. Cours de géomorphologie,* 2-e partie, fasc. 1, C.D.U., Paris.

Troll, C. (1944), *Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde.* Geol. Rundschau, Bd. 34.

Troll, C. (1947), *Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung* Erdkunde, Bd. 1.

Troll, C. (1948), *Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation.* Erdkunde, Bd. 2.

Trufaș, V. (1961), *Descrierea cîtorva tipuri de porniturі de teren actuale din sud-vestul Transilvaniei.* Natura. an. XIII, 5.

BCU CONSTANȚA UNIVERSITY LIBRARY

Trufaș, V. (1961), *Carstul de la Grădiștea de Munte.* An. șt. Univ. București, nr. 27.
Trufaș, V. (1963), *Dolinele de la Nucșoara-Argeș.* Probleme de geografie, vol. X.
Trufaș, V., Sencu, V. (1967), *Tipuri litologice de carst din România.* An. Univ., seria șt. nat., geol.-geogr., an. XVI, nr. 1.
Tufescu, V. (1937), *Dealul Mare-Hîrlău.* B.S.R.G., t. LVI.
Tufescu, V. (1959), *Forme de sufoziune în Moldova de Nord,* în *Vol. omagial Tr. Săvulescu,* București.
Tufescu, V. (1959), *Torenții de noroi în Vrancea.* Comunic. Acad. R.P.R.
Tufescu, V. (1966), *Modelarea naturală a reliefului și eroziunea accelerată.* Ed. Acad. Republicii Socialiste România, București.
Tufescu, V. (1966), *Subcarpații,* Ed. științifică, București.
Tufescu, V. (1968), *Coulées boneuses dans les Carpates du flysch et les Subcarpates de Roumanie.* Rev. roum. de géol., geophys. et géogr., série de géogr., nr. 1—2, t. 12.
Umgrove, J. H. F. (1947), *The Pulse of the Earth.* La Haye.
Ujvari, I. (1959), *Hidrografia R.P.R.* Ed. științifică, București.
Vasilkovskii, N. P. (1959), *K teorii zemnoi kori.* mat. po reg. gheol., vîp. 5. Gosgheol., Moscova.
Vaumas, Et. (1969), *Essai de classement synthétique des phénomènes et des formes de relief glaciares.* Revue de géogr. alpine, t. LVII, 3, Grenoble.
Vâlsan, G. (1915), *Cîmpia Română.* B.S.R.G., vol. XXXVI.
Vâlsan, G. (1945), *Procese elementare în modelarea scoarței terestre.* Bibl. inf., nr. 2, București.
Viehman, I. (1962), *Despre geneza și morfologia stalagmitelor.* D.I.S.C.G., XLVIII (1960—1961), Buc.
Walter, J. (1900), *Das Gesetz der Wüstenbildung,* Berlin.
Wegener, A. (1912), *La genèse des continents et des océans.* Paris.
Woldstedt, P. (1958), *Das Eiszeitalter.* Vol. I, II, Stuttgart.
Willis, B. (1895), *The northern Appalachians.* Nat. G. Mon, I, 6.
Willis, B. (1910), *Principles of paleogeography.* Science, vol. 18.
Woldridge, S. W. (1935), *Erosion surfaces.* Nature, vol. 136.
Worcester, F. G. (1948), *A textbook of geomorphology.* New York.
Zăvoianu, I. (1967), *Metode pentru determinarea densității rețelei hidrografice.* St. cerc. C.G.G., seria geogr., t. XIV, nr. 2.
Zenkovici, V. P. (1946), *Dinamika i morfologhia morskih beregov.* Moscova.
Zenkovici, V. P. (1954), *Studiul țărmurilor marine.* Caiete de traduceri pentru catedrele univ. „Studii de geografie", II. nr. 9.
Zvonkova, T. V. (1959), *Izucenie releja v prakticeskih țeliah.* Moscova.
Zvonkova, T. V. (1970), *Prikladnaia gheomorfologhia.* Izd. Vîșșaia școla, Moscova.
* * * (1966), *Géographie générale.* Encyclopédie de la Pléiade. Ed. Gallimard. Belgique.
* * * (1951), *Geologie, mineralogie și zăcăminte.* Min. Ind. Met. și Ind. Chimice. Ed. tehnică, București.
* * * (1951), *Geologia tehnică.* Instit. Constr. București, vol. I.
* * * (1960), *Grand Larousse Encyclopédique.* Paris.

* * * (1963), *Geomorphologhiceskoe kartirovanie.* Akad. Nauk. S.S.S.R., Moscova.
* * * (1960), *Monografia geografică a R. P. Române,* vol. I. *Geografie fizică.* Ed. Acad. R.P.R., București.
* * * (1963), *Problems of geomorphological mapping.* P. W. N., Geogr. studies, vol. 46, Varșovia.
* * * (1958), *Studia z geomorfologii dynamicznej.* Acta geogr. Univ. Lodziensis, Lodz.
* * * (1953), *Voprosî klimatologhiceskoi i strukturnoi gheomorfologhii.* Izd. Inostr. lit., Moscova.
* * * (1967), *Simpozionul republican de geografie aplicată.* Cluj, 15—18 sept. 1966. St. univ. Babeș-Bolyai, séries géol.-géogr., fasc. 2.
* * * (1969), *Traveaux du symposium international de géomorphologie appliquée.* Buc., mai, 1967, Buc. 1969.

Universitatea Al. I. Cuza Iași
Biblioteca de Geologie Geografie
Cota veche | Inventar
Col. Iași 19,40 lei

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

ERATA

Pag.	*Rîndul*	*In loc de:*	*Se va citi:*
13	3 și 4 de sus	o circulație aproape universală și aceasta începînd mai mult din ultimele decenii.	pe care le-a suferit acesta în decursul istoriei lui sub acțiunea complexă a energiei extra și intraterestre
51	tabel 2	la etajul permian	se va elimina facies marin
113	6 de jos	fig. 3, B, 4	fig. 37, B, 4
122	18 de jos	de convenție	de convecție
124	3 de sus	fig. 44 B	fig. 45 B
132	fig. C, rîndul 2	organice	orogenice
140	12 de sus	p. 236—237	p. 249—250
150	17 de sus	fig. 86	fig. 84
155	3 de jos	fig. 27	fig. 87
188	10 de sus	materială	minerală
194	8 de sus	faza de oprire care constă în stabilizarea maselor alunecate ce	faza de netezire a valurilor și monticulelor de alunecare cînd
217	10 de jos	torenții	curenții
233	la explicația fig. 135	3-resecventă; 4-obsecventă	3-obsecventă; 4-resecventă
293	13 de sus	plantație	planație
341	fig. 219	2-curgeri	2 — cercuri

Geomorfologie cu elemente de geologie — autor: Petre Coteț

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Nr. colilor de tipar: 25,75
Nr. planșelor: 2

Întreprinderea poligrafică „Crișana"
Str. Moscovei nr. 5 — Oradea
Republica Socialistă România
Comanda nr. 359/5040

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY

Lei 19,40

BCU IASI / CENTRAL UNIVERSITY LIBRARY IASI